ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

ТОМ

I

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

Том I

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА И ЛОКАЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1969

УДК 553.042 : 552 : 549

В книге даны исследования по теории эндогенного рудообразования и металлогении, источникам веществ при эндогенном рудообразовании. Рассмотрена роль глубинной тектоники в формировании и размещении месторождений, структурно-тектонических условий локализации гидротермального оруденения. Освещена теория метасоматических процессов, рудных формаций с применением математических методов, условий образования эндогенных и экзогенных месторождений.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР
Ф. В. ЧУХРОВ

2-9-2
428—69(I)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ) был создан постановлением Президиума АН СССР от 18 ноября 1955 г. при реорганизации бывшего Института геологических наук АН СССР, возникшего в 1940 г. в результате слияния институтов Геологического, Ломоносовского и Петрографического.

Согласно Положению, утвержденному в 1956 г. президентом АН СССР, основными задачами ИГЕМ являются: «выяснение закономерностей образования и распространения месторождений полезных ископаемых на основании геологических и экспериментальных данных, изучение магматических формаций в связи с их металлоносностью, всестороннее изучение состава и строения руд и минералов, разработка геохимических методов изучения полезных ископаемых, а также всемерное развитие учения о рудных месторождениях, петрографии, минералогии и геохимии». В соответствии с этими задачами в последующие годы строились планы научных исследований Института. Центральное место в них занимает разработка вопросов теории образования и размещения руд, горных пород и минералов. Эта большая и сложная проблема по соответствующим разделам решается и в других геологических научных учреждениях страны. В ИГЕМ разрабатываются главным образом те вопросы, которые имеют значение для углубления научных основ расширения минерально-сырьевой базы страны в отношении полезных ископаемых — металлических и неметаллических, генетически связанных с процессами магматической деятельности или метаморфизма, а также с процессами древнего выветривания. Общий успех в решении проблемы закономерностей образования и размещения полезных ископаемых определяется взаимодействием результатов исследований в ряде направлений; это взаимодействие должно приводить ко все более определенному освещению следующих основных вопросов: источники вещества полезных ископаемых, источники рудообразующих растворов, условия и процессы миграции рудообразующих веществ и их отложения, закономерности локализации месторождений в связи с общегеологическими

процессами в рудных районах, значение метаморфогенных процессов для образования полезных ископаемых, геохимические пути обнаружения рудных концентраций в различной геологической и геоморфологической обстановке.

Следует подчеркнуть, что все эти вопросы взаимосвязаны, и без общего прогресса в их решении нельзя прийти к ощутимым достижениям в совершенствовании научной базы более однозначного прогнозирования новых месторождений минеральных полезных ископаемых.

Создание научных направлений, сложившихся в отделах Института, прежде всего связано с деятельностью выдающихся советских ученых — академиков В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана в области минералогии и геохимии, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина и А. Н. Заварицкого — в области петрографии, С. С. Смирнова и А. Г. Бетехтина — в области геологии рудных месторождений, Д. И. Щербакова — в области комплексного изучения разнообразных видов сырья.

Общей особенностью научно-исследовательской деятельности ИГЕМ в последние годы является резкое усиление исследований, основанных на использовании новейших методов изучения вещества, возрастание роли экспериментов по моделированию природных процессов, развитие физико-химического и математического подхода к изучению природных объектов.

Важнейшие разультаты исследований, выполненных в ИГЕМ, изложены в статьях настоящего сборника; некоторые из них освещают общее состояние отдельных областей геологических наук, представленных в Институте. В основу статей сборника положены доклады, сделанные на юбилейной сессии ученого совета ИГЕМ, посвященной пятидесятилетию Великой октябрьской социалистической революции.

Член-корреспондент АН СССР Ф. В. ЧУХРОВ

РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И НАУЧНЫХ ОСНОВ ПРОГНОЗА ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Г. А. СОКОЛОВ

ВВЕДЕНИЕ

Главной задачей геологических наук в эпоху строительства коммунизма, когда все силы общества направлены на максимальное развитие производительных сил и повышение производительности труда, является создание строгих научных основ наиболее эффективного использования разнообразных ресурсов земной коры, а также тех ее особенностей, которые определяют возможность возведения различных инженерных сооружений.

Обращаясь к рудным богатствам земной коры, использование которых играет столь важную роль в современной индустрии, в создании мощного промышленного потенциала Советского Союза, мы можем сказать, что социалистическое государство ждет от геологических наук прежде всего научно обоснованных региональных и локальных прогнозов для выявления новых рудных территорий, месторождений и тел, а также указаний вероятных особенностей залегания, размеров и вещественного состава ожидаемых месторождений.

Другой также весьма важной функцией геологических наук по расширению рудных ресурсов страны является конкретная научная помощь в определении наиболее эффективных направлений геологоразведочных работ и в достоверной оценке количества руд в данном объекте и всех их полезных компонентов.

Научный прогноз оруденения заключается в установлении возможностей сочетания на данном участке земной коры, большом или малом, факторов, благоприятных для образования и локализации руд того или иного типа. Научный прогноз оруденения формулируется в результате синтеза, с одной стороны, наших знаний об условиях и процессах в земной коре, приводящих к концентрации промышленно важных химических элементов и минералов, т. е. к образованию месторождений полезных ископаемых во всем их многообразии, с другой — знаний о геологическом строении данной территории и истории ее развития на протяжении прошлых геологических эпох, со специальным освещением тех сторон геологического строения и тех событий

геологической истории, которые благоприятствовали образованию месторождений.

Степень научной обоснованности и вероятности прогнозов оруденения тем выше, чем глубже проникли геологи-исследователи в познание процессов рудообразования и формирования руд определенного состава и чем глубже раскрыты специфические стороны геологического строения территорий, обусловливающие локализацию и размещение на них рудных месторождений.

Первое определяется уровнем развития теории рудообразования, второе — степенью разработки основ и методов металлогенических исследований на фоне общих достижений стратиграфии, литологии, петрологии, тектоники и других ветвей геологических наук. Функция научной помощи при геологоразведочных работах на выявленных месторождениях осуществляется на основе всего опыта исследований месторождений соответствующих типов и изучения самих разведуемых объектов.

Желая осветить участие ИГЕМ в выполнении советской геологической наукой ее задач в отношении развития рудносырьевой базы СССР, мы должны будем, таким образом, охарактеризовать результаты исследований ИГЕМ в области теории рудообразования, закономерностей строения и вещественного состава рудных месторождений различных типов, исследований по разработке основ и методов металлогенического анализа территорий.

Имея в виду, что вопросам образования и закономерностей размещения экзогенных рудных месторождений посвящены специальные статьи данного сборника, предметом нашей статьи сделаем работы в области эндогенного рудообразования и эндогенной металлогении.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ ИГЕМ ПО ТЕОРИИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

К эндогенным рудным месторождениям в противоположность экзогенным относятся месторождения, образованные при участии факторов, проявляющихся во внутренних частях земной коры и в мантии, чем определяется формирование месторождений на различных глубинах при повышенных температурах. Эндогенные рудные месторождения часто называют также магматогенными, что отражает укоренившиеся среди большинства исследователей представления о том, что эти месторождения возникают так или иначе в результате магматической деятельности и что главным источником металлов в них являются магмы. Однако термин «эндогенные» предпочтительнее, поскольку существуют месторождения, образовавшиеся внутри земной коры, для которых связь с магматизмом либо неясна, либо трудно доказуема, либо весьма дискуссионна.

Как известно, разработка теории эндогенного рудообразования заключается в выяснении следующих генеральных вопросов:

1) происхождение, т. е. источники рудообразующих веществ, условия отделения или извлечения последних из материнских сред;

2) химическая и фазовая природа растворов, при участии которых происходит эндогенное рудообразование, возможности переноса ими рудообразующих веществ от источника к месту рудоотложения;

3) условия и процессы рудоотложения. Исследования ИГЕМ в той или иной мере касались каждого из этих генеральных вопросов.

Источники рудообразующих веществ

Если еще два-три десятилетия назад в области эндогенного рудообразования господствовали ортодоксальные представления, по которым практически единственным источником рудных веществ эндогенных месторождений считались магмы, то за последние годы появились концепции, отчасти возрождающие дискуссии прошлого столетия, о важной роли в эндогенном рудообразовании внемагматических источников — осадочных, метаморфических и дорудных магматических пород, подземных минерализованных вод.

Повышенное внимание привлекает верхняя мантия как возможный первоисточник и магм, и веществ эндогенных рудных месторождений.

В исследованиях ИГЕМ по вопросу об источниках веществ, участвующих в эндогенном рудообразовании, использовались различные методы: сравнительное изучение изотопного состава серы и свинца в минералах руд, околорудных минеральных образованиях, горных породах и в термальных водах, сопоставление распространения характерных и акцессорных химических элементов в рудах и различных горных породах районов месторождений, выяснение металлогенической специализации магматических комплексов в рудных районах, выяснение закономерных ассоциаций рудных месторождений с определенными формациями магматических, осадочных, метаморфических пород, расчеты привноса-выноса химических элементов при образовании руд и околорудных измененных пород с оценкой вероятного источника привноса на основе геолого-геохимической ситуации, изучение имеющихся данных по химическому составу подземных вод, циркулирующих в рудовмещающих комплексах, изучение современного рудоотложения из термальных вод. Первичные исследования велись в связи с изучением конкретных месторождений или рудных районов; в дальнейшем результаты этих исследований обобщались. Отметим некоторые результаты общего значе-

ния. Существующие представления о ювенильно-магматических источниках металлов для высокотемпературных эндогенных месторождений молибдена, вольфрама, ниобия, тантала, редких земель, циркония, бериллия, редких щелочей, опирающиеся на постоянную тесную ассоциацию таких месторождений с гранитоидными интрузивами, Ф. К. Шипулин рассмотрел с точки зрения геохимических особенностей названных элементов (см. статью в настоящем сборнике). Он показал, что эти элементы характеризуются такими значениями электроотрицательности, потенциала ионизации и таким строением электронных оболочек, которые обусловливают сходство их поведения в магматическом расплаве с поведением главных породообразующих элементов. В силу этого перечисленные металлические элементы накапливаются в дифференциатах кислых магм, которые и являются, таким образом, непосредственным источником этих элементов в их эндогенных месторождениях.

Для гидротермальных сульфидно-касситеритовых, колчеданных, свинцово-цинковых месторождений, ассоциированных с самостоятельными малыми интрузиями, а также для части скарновых месторождений тот же исследователь, обобщая результаты детальных работ по петрологии малых интрузий, выяснению их возрастных соотношений с другими магматическими комплексами, особенностям минеральных ассоциаций рудных тел, данных по изотопному составу серы сульфидов, геохимическим свойствам рудообразующих элементов, пришел к выводу о смешанном источнике рудообразующих веществ. Металлы — Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, Cd, Sn — имеют в упомянутой группе месторождений ювенильно-магматическое происхождение, вынесены из глубинных магматических очагов; сера, кальций, частью железо, щелочи заимствованы металлоносными растворами из боковых пород и пропитывавших их минерализованных подземных вод. Принципиально важен вывод о генетической связи этих месторождений с очагами основной, а не кислой магмы (как обычно считалось).

Ф. В. Чухров (1964), по материалам изучения рудных месторождений Центрального Казахстана и литературным данным, пришел к заключению, что в формировании гипогенной минерализации гидротермальных месторождений существенную роль в ряде случаев играло смешение магматогенных растворов с нагретыми нисходящими вадозными водами, с чем связано повышение кислородного потенциала растворов. В числе примеров он указывает образование в вольфрамовых месторождениях позднего молибденсодержащего шеелита, кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с касситеритом и гематитом; повышение с приближением к поверхности содержания магнезии в магномагнетитах железорудных месторождений Тунгусской синеклизы и др.

Значительное внимание в исследованиях ИГЕМ уделялось происхождению анионнообразующих элементов руд — серы и хлора.

Заключения о происхождении серы опирались главным образом на определения ее изотопного состава (Изотопы серы..., 1967). Однако этот, казалось бы, объективный метод еще не может служить основой для однозначных выводов. В. И. Виноградов тщательно проанализировал реальные возможности и подводные камни использования данных об изотопном составе серы сульфидов и сульфатов для суждений о мантийном, коровом или магматическом происхождении серы минералов этих групп (см. статью в настоящем сборнике). Его выводы заключаются в следующем: если колебания изотопного состава серы сульфидов в данном природном объекте невелики, можно предполагать магматическое происхождение серы; если изотопный состав серы рудных сульфидов отличается от состава серы метеоритов, весьма вероятно «коровое», а не «мантийное» происхождение серы; если изотопный состав серы сульфидов одинаков с составом серы метеоритов, определенные заключения невозможны — в этом случае одинаково вероятно и «мантийное», и «коровое» происхождение серы (последнее — как результат усреднения). В общем числе рудных месторождений, содержащих в том или ином количестве сульфиды, резко преобладают месторождения, сульфидная сера которых обогащена тяжелым изотопом S^{34}. Месторождения, в которых сера сульфидов обогащена легким изотопом S^{32}, относительно редки. В то же время сульфиды с «легкой» серой характерны для осадочных пород.

В. И. Виноградов приходит к выводу, что сульфидная сера осадочных пород не принимает активного участия в гидротермальном рудообразовании. Этот несколько неожиданный с точки зрения новейших представлений вывод и слишком общая характеристика вероятных источников серы (мантийный, коровый, магматогенный) в других, только что изложенных выводах В. И. Виноградова показывают, что мы лишь приближаемся к возможности уверенного использования данных об изотопном составе серы для решений о ее происхождении в реальных рудных объектах.

Проблема происхождения хлора, участвующего в образовании эндогенных рудных месторождений, возникла в ИГЕМ в связи с изучением железорудных месторождений Тургайского прогиба и трапповой области Сибирской платформы. Как известно, Тургайские месторождения принадлежат в основном к контактово-метасоматическому типу, магномагнетитовые месторождения Сибирской платформы — гидротермальные. В Тургайских месторождениях — Сарбайском, Соколовском, Качарском — наряду с обычными скарновыми ассоциациями весьма широко распространены ассоциации с хлорсодержащим скаполитом — ма-

риалитом; растворы, формировавшие эти месторождения, обладали необычно высокой концентрацией хлора и, добавим,— натрия. При уникальных размерах месторождений — количества хлора и натрия должны были быть исключительно большими по сравнению с обычным распространением хлора в эндогенных рудных месторождениях (Соколов, 1957, 1958). Что касается магномагнетитовых месторождений, столь характерных для трапповой области Сибирской платформы, то их необычность заключается в том, что при большом сходстве геологического строения трапповых провинций мира ни в одной другой, кроме Сибирской, такие месторождения не известны. Специфическим отличием Сибирской трапповой провинции от всех других траповых провинций мира является присутствие в нижних горизонтах чехла платформы соленосных отложений и пластов каменной соли, представленных только в пределах той части траповой области, в которой развиты магномагнетитовые месторождения. Трапповая магма, достаточно обильно интрудировавшая породы чехла платформы дайками, штоками и силлами, при внедрении неизбежно проходила через соленосную толщу (Соколов, Павлов, 1964; Павлов, 1961).

Указанные для Тургайского прогиба и трапповой области Сибири специфические минералогические и геологические особенности явились главным основанием для выводов о том, что в этих двух областях существовали мощные внемагматические источники хлора для магматогенных рудообразующих растворов. Изложенные примеры исключительные; однако они указывают на принципиальную возможность обогащения эндогенных рудообразующих растворов внемагматическим хлором из соленосных формаций и подземных натрово-хлоридных вод.

Общим результатом упомянутых и других исследований ИГЕМ по вопросу об источниках веществ при эндогенном рудообразовании является внесение существенных коррективов в теорию ортодоксальной магматогенной концентрации рудообразующих веществ; можно считать, что рудообразующие эндогенные растворы формируются не только за счет ювенильно-магматических источников — в них в той или иной мере участвуют также элементы, извлеченные из существовавших ко времени рудообразования горных пород и минерализованных подземных вод. Вместе с тем продолжается накопление данных об образовании многих гидротермальных месторождений при участии растворов, отщепленных глубинными магматическими очагами, а не теми локальными магматическими массами, кристаллизация которых дала интрузивные тела, ассоциированные с рудными месторождениями.

Условия отделения или извлечения рудных веществ из материнских сред

В соответствии с многообразием источников веществ в составе эндогенных рудообразующих растворов проблема отделения и извлечения веществ из материнских сред распадается на три самостоятельных вопроса: 1) отделение от магмы, 2) извлечение из твердых горных пород, 3) извлечение из подземных минерализованных вод.

Условия и механизм отделения рудообразующих веществ от магм являлись и остаются объектом теоретических и экспериментальных исследований ученых ряда стран. Их рассмотрение идет на фоне развития основ и законов термодинамики и физической химии, учета всей суммы геологических знаний. Однако магмы — физико-химические системы, сложность которых многократно превосходит сложность систем, с которыми имеют дело химики или технологи; полностью моделировать процессы в магме невозможно. Из числа гипотез отделения рудообразующих веществ от магм одна из последних по времени принадлежит Л. Н. Овчинникову (1967), отстаивающему изначальную микрогетерогенность магмы. Магма, по Л. Н. Овчинникову,— это ионная силикатная жидкость с растворенными в ней газами и с рассеянными мельчайшими каплями электронной жидкости, состоящей из металлов или их сульфидов. С момента внедрения магмы и начала дестилляции растворенных в ней газов мельчайшие капельки электронной жидкости начинают коалесцировать, т. е. сливаться и выноситься газовыми пузырьками, что приводит к образованию длительно существующих потоков металлоносных флюидов. В последнее время в ИГЕМ родилась новая гипотеза, сформулированная И. Д. Рябчиковым на основе его экспериментальных и теоретических исследований. Толчком к разработке этой гипотезы явились данные о важной роли хлористого натрия в рудообразующих растворах вообще и в образовании упомянутых магнетитовых месторождений Тургая и трапповой области Сибирской платформы в частности. И. Д. Рябчиков показал (см. статью в настоящем сборнике), что в системе $NaCl$-$Na_2Si_2O_5$ — H_2O при определенных параметрах давления сосуществуют две несмешивающиеся жидкости — силикатная и хлоридная, находящиеся в равновесии с газовой фазой. По строгим термодинамическим расчетам, в системе гранит — $NaCl$ — вода также возникают две несмешивающиеся жидкости — силикатная и хлоридная, сосуществующие вплоть до давлений водяного пара в 1200—1300 *кг/см*^{2}. Отсюда следует, что на поздних стадиях кристаллизации гранитной магмы должно происходить ликвационное отделение концентрированного водно-солевого жидкого раствора. Такой раствор экстрагирует многие рудные компоненты, находящиеся в магме. Одновременно отделяется и газовая фаза,

которая в силу своей значительной подвижности обгоняет водно-солевую жидкость при движении во вмещающие породы, и, таким образом, сначала с боковыми породами реагируют газовые флюиды, позднее — водно-солевая металлоносная жидкость.

Экспериментальные данные и теоретические обоснования гипотезы И. Д. Рябчикова объясняют такие явления, как перенос металлов (растворимость рудных минералов в концентрированной водно-солевой жидкости велика), многие особенности газово-жидких включений в минералах эндогенных рудных месторождений; согласуются с явлениями автометасоматических изменений интрузивных пород, с явлениями смены кислотного изменения металлов щелочными; объясняют ограниченные размеры зон оруденения по сравнению с размерами кислотного изменения пород и пр. Эта гипотеза объясняет значительную интенсификацию рудоотделения из магмы при дополнительном внемагматическом источнике NaCl и воды.

Химическая и фазовая природа эндогенных рудообразующих растворов, перенос ими рудообразующих веществ

Общий химизм постмагматических растворов и закономерности их эволюции в ходе рудообразования освещаются в ИГЕМ теоретическими исследованиями академика Д. С. Коржинского (1955, 1958). Им разработана, в частности, гипотеза опережающей волны кислотности. По этой гипотезе кислотность-щелочность растворов, восходящих из кристаллизующейся магмы, закономерно меняется по мере движения потока растворов. При кристаллизации магмы остаточные растворы обогащаются кислотными компонентами (CO_2, HCl, HF, H_2 и др.), не входящими в состав породообразующих минералов. В связи с конденсацией кислотность постмагматических растворов первоначально возрастает. Для объяснения различных явлений гидротермального постмагматического минералообразования Д. С. Коржинский предположил, что в общем потоке растворов, фильтрующихся через горные породы, кислотные компоненты движутся быстрее, чем основания, вследствие чего в потоке возникает опережающая волна кислотности, после ухода которой растворы становятся менее кислотными и основными. Для подтверждения предположения о более быстром продвижении кислотных компонентов были выполнены экспериментальные работы, давшие положительные результаты (Жариков, Дюжикова, Максакова, 1962).

Согласно рассматриваемой гипотезе, на разных расстояниях от источника, в потоке гидротермальных растворов одновременно существуют зоны кислотных растворов, зоны растворов понижающейся кислотности, нейтральных и основных растворов.

Гипотеза «опережающей волны кислотности» позволила ее автору дать объяснение разнообразным явлениям гидротермаль-

ного рудообразования, в частности наблюдаемой в месторождениях смене парагенезисов [1], извлечения рудообразующих компонентов из боковых пород с их отложением в рудных телах, образованию мономинеральных безрудных и рудных прожилков или жил в метасоматических породах и пр.

В последнее время И. Д. Рябчиков (1967) на основе термодинамических расчетов указывает на возможность кислотного постмагматического выщелачивания в силу смещения равновесия между раствором и кристаллическими фазами (вследствие понижения температуры, без изменения кислотности раствора). При этом повышение концентрации кислот в растворе кажущееся. Другими словами, повышение способности растворов производить выщелачивание оснований не обязательно связано с повышением кислотности растворов — оно может быть связано с остыванием растворов. Важно также, что совмещение двух противоположных процессов — взаимодействие растворов с вмещающими породами, понижающего кислотность раствора, и повышения способности растворов производить кислотное выщелачивание при понижении температуры — может проходить через максимум эффекта выщелачивания, т. е. обусловить волнообразное изменение способности растворов производить выщелачивания оснований, создавая опять-таки кажущийся эффект волны кислотности.

Необходимо, таким образом, выяснить дальнейшими исследованиями реальные соотношения обоих предложенных механизмов эволюции общего химизма гидротермальных растворов в природных процессах.

Проблема переноса эндогенными, гидротермальными растворами рудных веществ продолжает оставаться одной из наиболее острых в теории эндогенного рудообразования. В сущности она заключается в решении вопроса о том, в каких формах находятся компоненты рудных минералов в гидротермальных растворах.

В ИГЕМ много лет экспериментально изучают растворимость некоторых сульфидов — сфалерита, аргентита, халькозина, пирита и других — в водных растворах различной кислотности при повышенных температурах, начатое Я. И. Ольшанским и успешно развитое по его методике Б. Н. Мелентьевым, В. В. Иваненко, Л. А. Панфиловой (1965, 1968). Использовали оригинальную автоматическую аппаратуру, обеспечивающую достижение действительного равновесия, а для анализа без отбора проб — меченые атомы. Полученные результаты растворимостей термодинамически точны. Экспериментально установленные концентрации в растворах при 180° колеблются в зависимости от pH раст-

[1] Здесь и далее под парагенезисом понимается группа минералов, совместно образовавшихся при определенных физико-химических условиях.

воров для сфалерита от 0,1 до 250 *мг/л*, для аргентита — от 0,08 до 8 *мг/л*. Данные значения намного превышают термодинамически рассчитанные концентрации простых ионов, что можеть быть объяснено только комплéксообразованием. Эти экспериментальные исследования в общем виде подтвердили пользующиеся в настоящее время широким вниманием представления о том, что рудные вещества находятся в гидротермальных растворах и переносятся ими в виде комплексных соединений.

Однако остаются значительные экспериментальные сложности в установлении характера комплексных соединений, возникающих в гидротермальных растворах при различных условиях, в изучении их устойчивости при повышенных давлениях и температурах. Пока же мы являемся свидетелями множества предположений о вероятных типах комплексных соединений в растворах, при участии которых формировались различные изучаемые гидротермальные месторождения. Некоторыми основаниями для таких предположений являются достижения химии комплексных соединений.

Условия и процессы рудоотложения

Эндогенное рудоотложение происходит либо непосредственно из магматических расплавов, либо в преобладающем объеме — из растворов (газовых и водных) в условиях меняющихся давлений, температур, кислотности и щелочности растворов, окислительно-восстановительного потенциала, активности (эффективной концентрации) растворенных компонентов. Основными процессами рудоотложения из растворов считаются химические реакции, распад комплексных соединений, безреакционное выпадение минералов вследствие пересыщения. Выделяются два типа отложений рудообразующих и сопутствующих минералов — в открытых полостях (тела выполнения) и путем метасоматического замещения твердых горных пород, пропитанных растворами (метасоматические тела).

Рудоотложение меняется во времени и пространстве, что обусловливает разделение всего процесса на отдельные стадии и закономерное, зональное расположение отлагающихся минералов. Локализация руд происходит в участках, где сочетаются благоприятный минеральный состав вмещающих пород, их оптимальные физико-механические свойства и благоприятные рудолокализующие тектонические деформации (структурный контроль оруденения).

Все эти стороны и факторы процессов рудоотложения в эндогенных месторождениях являлись в той или иной мере предметом исследований ИГЕМ. Наиболее существенные результаты достигнуты в освещении закономерностей рудоотложения из магматических расплавов на примере хромитовых месторождений, в изучении рудных парагенезисов как показателей физико-

химических условий и последовательности минералообразования при рудоотложении, в изучении стадийности рудообразования в гидротермальных месторождениях различных металлов и различных генетических типов, в исследованиях закономерностей тектонического контроля эндогенного оруденения. Особо следует отметить разработку теории метасоматизма, охватывающую широкий круг процессов и закономерностей эндогенного минералообразования, в том числе и происходящих при рудоотложении.

Обращаясь к рудоотложению из магматических расплавов, отметим, что возобновленные ИГЕМ в 1961 г. после значительного перерыва исследования хромитоносности Кемпирсайского и других плутонов (Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968) привели к существенному развитию представлений о процессах рудоотложения при формировании хромитовых месторождений. Установлено, что руды главного рудного поля Кемпирсайского плутона формировались из расплава, инъецированного в затвердевшие гарцбургиты. Внедрявшийся рудносиликатный расплав был обогащен летучими, вызвавшими интенсивную метасоматическую оливинизацию пироксена гарцбургитов и пироксенизацию первичных дунитов. Такие метасоматические дуниты и пироксениты ранее считались первично-магматическими. В постмагматическую стадию растворы обусловили образование гидротермальных хромдиопсидовых и хромактинолитовых жил и при дальнейшем понижении температуры — серпентинизацию, хлоритизацию и бруситизацию вмещающих пород.

Кристаллизация рудносиликатного расплава происходила в условиях ориентированного давления, что разнообразно отражено в текстурах руд. Местами основному этапу кристаллизации руд предшествовала ликвация остаточного расплава на силикатную и рудную жидкости; капельные обособления рудной жидкости дали начало подчиненным в количественном отношении нодулярным рудам. Некоторая часть акцессорных и рудных хромшпинелидов показывает признаки метасоматического образования в постмагматическую стадию.

Таким образом, формирование хромитовых руд главного рудного поля сопровождалось процессами метасоматических изменений первичных породообразующих силикатов гарцбургитов и дунитов; частично в постмагматическую стадию выделялись и хромшпинелиды. Но вся масса промышленных хромитовых руд кристаллизовалась в магматическую стадию из остаточных расплавов, инъецированных из более глубоких горизонтов.

Изучение парагенезисов руд разнообразных металлов из эндогенных месторождений различных генетических типов — главная задача коллектива лаборатории минераграфии ИГЕМ (Т. Н. Шадлун, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова и др.), созданной академиком А. Г. Бетехтиным. Этот коллектив тщательно и детально исследует рудообразующие минералы, устанавливает

по структурно-текстурным критериям последовательность выделения минералов и на этой основе парагенезисы и их смены на протяжении всего процесса рудоотложения. Эмпирические соотношения минералов и парагенезисов подвергались теоретическому рассмотрению для выяснения физико-химических условий рудоотложения. Так, были исследованы влияние при рудоотложении режима серы и кислорода, изменений давлений и температуры, роль истинных и коллоидальных растворов, метасоматического минералообразования, процессов метаморфизма руд и ряд других условий и закономерностей рудоотложения. Результаты исследований опубликованы в виде двух больших монографий (Бетехтин, Генкин, Филимонова, Шадлун, 1958, 1964) и широко используются исследователями рудных месторождений. Как один из разделов этих исследований следует упомянуть развитое после опубликования названных монографий изучение медно-никелевых сульфидных руд Норильского и других месторождений, приведшее к открытию серии новых минералов платиновых металлов, к выяснению их парагенезисов и условий образования в этих столь важных месторождениях (А. Д. Генкин).

Как пример аналогичных исследований, выполнявшихся за пределами лаборатории минераграфии, укажем изучение магномагнетитовых руд трапповой области Сибирской платформы (Павлов, 1961). Для них выявлена четкая зависимость состава рудообразующего магномагнетита от глубины формирования месторождений: чем ближе к былой поверхности формировались месторождения, тем выше содержание магния в магномагнетите, что объясняется влиянием повышенного потенциала кислорода. В жильных рудах этих же месторождений, образовавшихся близ поверхности, установлено широкое развитие колломорфных текстур. Это хороший пример перехода рудообразующих растворов из истинных в коллоидные в результате резкого падения давления в связи с образованием трещин.

Одним из важных в теории эндогенного рудообразования и в то же время еще относительно слабо разработанных вопросов является стадийность минерализации. При изучении минерализации эндогенных рудных месторождений обычно не ограничиваются выяснением взаимоотношений между отдельными минералами или парагенезисами, а стремятся также разделить весь период формирования месторождения на последовательные стадии, каждая из которых представлена своей минеральной ассоциацией и сменяется с тем или иным перерывом во времени.

Подразумевается, что при переходе от одной стадии минерализации к другой существенно изменяются физико-химические условия минералообразования. Проблема стадийности минерализации в эндогенных рудных месторождениях имеет и важное практическое значение, поскольку освещение стадийности необходимо для углубленного понимания зональности оруденения.

Последняя же составляет вместе с тектонической структурой месторождений основу прогнозов скрытого оруденения в рудных полях и месторождениях.

В работах советских исследователей, и в том числе выполняемых в ИГЕМ, находят отражение две концепции стадийности минерализации гидротермальных месторождений. Согласно одной из них, используемой в большинстве работ, рассматривающих особенности минералогии и генезиса гидротермальных месторождений, формирование последних происходит преимущественно в условиях прерывистого трещинообразования, благодаря чему и растворы поступают в сферу месторождения прерывисто, пульсационно, всякий раз несколько иного состава. Минералообразование, происходящее в течение прохождения каждого отдельного потока растворов, и рассматривается как отдельная стадия минерализации. Стадия от стадии разделены тем или иным промежутком времени. Каждой новой стадии предшествует вспышка трещинообразования. Минеральные агрегаты последующих стадий либо слагают обособленные рудные тела, либо чаще так или иначе накладываются на агрегаты предшествующих, залегая в форме жил, цемента брекчий или отчетливо замещая одни другими. При наличии одного непрерывного потока растворов месторождение формируется в одну стадию.

По другой концепции, разработанной академиком Д. С. Коржинским (1957, 1965), стадии минерализации наиболее типичны именно для случая одного непрерывного потока постмагматических растворов и постепенно переходят одна в другую независимо от вспышек трещинообразования. Эта концепция вытекает из гипотезы «опережающей волны кислотности», кратко охарактеризованной выше (стр. 14—15). Если брать какое-либо сечение потока гидротермальных растворов (оно может рассматриваться и как некоторое звено потока, отвечающее месторождению в целом или какой-то его части в направлении движения растворов), то, по названной гипотезе, в нем закономерно проявляются следующие стадии эволюции общего химизма растворов и соответственно минерализации.

Кислотная стадия, на протяжении которой кислотность растворов возрастает, достигает некоторого максимума. Происходит кислотное выщелачивание пород, сквозь которое протекают растворы, с постепенным извлечением в раствор более сильных оснований и замещением их более слабыми в пределе до полного окварцевания пород.

Поздняя щелочная стадия, наступающая после продвижения волны кислотности вперед, с чем связано понижение кислотности растворов в данном сечении (или звене) потока. Основания, перешедшие в раствор в период кислотной стадии, пресыщают растворы; последние становятся нейтральными и даже основными; из пород теперь выщелачиваются более слабые основания и

одновременно из растворов выпадают минералы более сильных оснований, в том числе и рудные, часто слагающие прожилки и жилы вследствие быстрой закупорки пор фильтруемой породы.

Заключительная *нейтральная стадия*, наступающая после выпадения из растворов сильных оснований в форме рудных и других основных минералов.

В месте выделения постмагматических растворов активным интрузивом и близ него проявляется, согласно упомянутой гипотезе, *ранняя щелочная стадия*. Эволюция растворов именно этой стадии и выражается в последовательном проявлении кислотной, поздней щелочной и заключительной нейтральной стадий.

Наличие в пределах пути, проходимого потоком растворов, температурного градиента вносит, по Д. С. Коржинскому, некоторые особенности в явлении кислотной и поздней щелочной стадий, а именно: в нижних, более нагретых зонах, близких к активным интрузивным контактам, в кислотную стадию выщелачивается больше вещества, чем осаждается в последующую позднюю щелочную стадию, вследствие того, что осаждаются менее подвижные многовалентные металлы в виде руд титана, вольфрама, олова, молибдена, редких земель. Более подвижные одно- и двухвалентные металлы — серебро, ртуть, свинец, цинк и другие — мигрируют в потоке растворов далее. В более удаленных средне- и низкотемпературных зонах после кислотного выщелачивания осаждается больше оснований, чем выщелочено, за счет мигрирующих из нижних зон более подвижных элементов. Здесь отлагаются руды названных одно- и двухвалентных металлов.

Автор гипотезы «опережающей волны кислотности» допускает существование месторождений, образованных в результате поступления двух или более потоков гидротермальных растворов, доказательством чего должно быть проявление более одной волны кислотности при формировании данного месторождения. Вместе с тем он отрицает поступление отдельных «специализированных», по его выражению, порций растворов — «окварцовывающих», «серицитизирующих», «сульфидных» и пр. (Коржинский, 1965).

Две указанные концепции различаются не только представлениями о причинах возникновения стадий гидротермальной минерализации (прерывистое поступление растворов различающегося состава в одной и «опережающая волна кислотности» в одном и том же потоке растворов в других), но также и основаниями для выделения стадий и их наименования.

По первой концепции, стадия характеризуется относимой к ней минеральной ассоциацией и именуется по ведущим минералам этой ассоциации. Основаниями для выделения стадиальной минеральной ассоциации являются структурно-текстурные признаки отложения определенного комплекса минералов и параге-

незисов в промежуток времени между двумя последовательными проявлениями трещинных дислокаций, отмечаемых для всего месторождения. Используются также различия в акцессорных минералах и в содержаниях элементов-примесей в минералах, а также вариации составов минералов, принадлежащих к изоморфным рядам. В последнее время появляются данные специальных минералотермических исследований, указывающие на некоторое повышение температуры минералообразования в начале последующей стадии по сравнению с температурой конца минералообразования в предшествующую стадию.

По второй концепции стадии минерализации характеризуются градациями кислотности — основности растворов (кислые, основные, нейтральные), при которых выделяются минералы каждой стадии. Кислотность — основность растворов оценивается по вероятному характеру химических реакций, соответствующих устанавливаемым по микроструктурным признакам явлениям замещения, коррозии одних минералов другими, по имеющимся ограниченным экспериментальным данным, по расчетам кислотно-основных свойств минералов на основе потенциалов ионизации элементов, входящих в их состав.

В каждой из двух обсуждаемых концепций есть свои слабые стороны. В первую очередь это относится к недостаточной определенности признаков, по которым выделяются стадиальные минеральные ассоциации. В практике исследований это приводит в случае применения первой концепции к весьма субъективному определению числа стадий минерализации в конкретных месторождениях и границ между ними, а в случае применения второй концепции — к большой условности и нередко ошибочности оценки кислотно-основных свойств растворов, из которых выделяются наблюдаемые минералы.

В ИГЕМ продолжаются поиски более обоснованных критериев выделения стадий минерализации. В. А. Жариков (1967) сделал попытку рассчитать так называемые условные потенциалы ионизации ряда породо- и рудообразующих минералов. Предполагается, что, используя значения условных потенциалов ионизации, можно с некоторой вероятностью относительно оценивать кислотность — основность растворов, из которых минералы выпадают.

И. Н. Кигай (1966) на опыте изучения Лифудзинского оловорудного месторождения привел данные, позволяющие предполагать, что при формировании гидротермальных месторождений в несколько стадий на протяжении каждой отдельной стадии кислотность — основность растворов закономерно меняется от относительного максимума кислотности — при гидротермальном изменении вмещающих пород — к некоторому минимуму, когда отлагаются рудные и сопровождающие их нерудные минералы. В целом период формирования полистадийного месторождения

характеризуется, таким образом, цикличным изменением кислотности — основности растворов. В каждую стадию минерализации наблюдаются околорудные изменения пород, отличающиеся от изменений в другие стадии И. Н. Кигай полагает, что цикличность изменения кислотности — основности растворов, устанавливаемая на основе изучения возрастных взаимоотношений минералов руд и околорудных метасоматитов, а также химизма околорудных изменений,— прямой критерий прерывистости потока растворов, а, следовательно, и стадийности минералообразования. Все другие критерии стадийности И. Н. Кигай считает лишь косвенными, вспомогательными. Основным расхождением между приверженцами рассматривавшихся двух концепций служит вопрос об изменении состава растворов, выделяемых активным интрузивом по мере его остывания, обусловливающих разделение всего этапа минерализации в месторождении на стадии. Д. С. Коржинский, исходя из положения, что растворы, выделяемые кристаллизующимся интрузивом и фильтрующиеся через его верхние, уже закристаллизованные части, приходят в равновесие с породообразующими минералами интрузива, делает вывод, что на продолжении всего этапа выделения растворов из интрузива состав их мало меняется. Большинство же исследователей гидротермальных рудных месторождений, опираясь на огромный коллективный опыт изучения разнообразных их типов, исходят из представления о существенном изменении состава растворов по мере кристаллизации интрузива, в частности по содержанию тех или иных металлов. Вопрос значительно осложняется, если вспомнить современные представления о различных источниках веществ, участвующих в гидротермальных растворах — ювенильных и лежащих вне активных интрузивов или магматических очагов.

Проблема стадийности минерализации в эндогенных месторождениях захватывает, таким образом, ряд более общих вопросов теории эндогенного рудообразования.

Мы далеки еще от совершенного познания природы и причин стадийности минерализации. Однако вместе с общим совершенствованием теории эндогенного рудообразования мы, несомненно, будем достигать прогресса и в проблеме стадийности. Главной задачей исследований стадийности в данное время можно считать установление обоснованных критериев для разделения всей минеральной ассоциации месторождений на стадиальные ассоциации, исходя из положения, общего для обеих рассматривавшихся концепций, что смена стадий происходит вместе с существенным изменением физико-химических условий минералообразования.

Как указывалось, с проблемой стадийности минерализации гидротермальных месторождений тесно связана проблема зональности оруденения.

В данной статье имеется в виду локальная (Смирнов, 1965) зональность, т. е. то или иное закономерное изменение минерального и химического составов руд и сопутствующих минеральных образований в пределах месторождений и рудных тел. Изучение локальной зональности позволяет в той или иной мере осветить развитие процессов формирования месторождений в пространстве и во времени, создает основания для прогнозов скрытого оруденения и для направления поисково-разведочных работ на конкретных объектах.

Сотрудники ИГЕМ изучали проявления зональности в ряде оловорудных, вольфрамовых, молибденовых, медных, свинцово-цинковых и других месторождений. Наряду с выявлением и характеристикой эмпирических закономерностей изменения минерального и химического составов оруденения в месторождениях и рудных телах производились обобщения и делались попытки выяснить условия возникновения наблюдавшихся проявлений зональности. Начало названных исследований относилось к тому времени, когда всеобщее внимание советских специалистов по эндогенным рудным месторождениям привлекла концепция С. С. Смирнова (1937) о преимущественном значении для возникновения зональности прерывистого, пульсационного поступления из магматического источника растворов меняющегося состава, а также особенностей пространственного развития трещиноватости вокруг интрузивов в период их остывания. В результате выполнявшихся исследований представления С. С. Смирнова получили дальнейшее развитие и были существенно дополнены новыми положениями. Были детализированы типы пространственной зональности месторождений и рудных тел, в частности выявлены концентрический и чехловой типы (Кигай, 1959; Дубровский, 1963), освещены связи между стадиями минерализации и зональностью (Дубровский, 1963; Кигай, 1959; Онтоев, 1966), рассмотрена для месторождений различных генетических типов и формаций роль тектонических деформаций в возникновении зональности (Вольфсон, Невский, 1949; и др.), установлена значительная роль наряду с пульсационной зональностью зональности отложения (выдвинутой Ю. А. Билибиным в 1951 г.), возникающей в условиях одного непрерывного потока гидротермальных растворов (Бетехтин, 1953; Чухров, 1960; и др.), а также совместного проявления пульсационной зональности и зональности отложения в многостадийных месторождениях (Радкевич, 1963; Онтоев, 1963). Освещалось значение изучения зональности месторождений и рудных тел для прогнозов и поисков скрытого оруденения (Левицкий, Смирнов, 1959; и др.). Проводившиеся исследования в целом способствовали существенному прогрессу знаний о зональности гидротермальных месторождений, в частности обоснованию выделения основных генетических типов гипогенной рудной зональ-

ности — пульсационной и отложения, выяснению их соотношений и связи со стадийностью минерализации.

Значительное внимание в исследованиях ИГЕМ, относящихся к эндогенному рудообразованию, уделяется изучению структур рудных месторождений и полей для выяснения структурно-тектонических условий проникновения и движения магматических сред и растворов, а также локализации оруденения, формирования особенностей морфологии и внутреннего строения рудных тел, выяснения пределов распространения оруденения на глубину. В комплекс таких исследований входит также изучение физико-механических свойств горных пород и руд — пористости, упругих и прочностных свойств с выяснением их влияния на характер тектонических деформаций и на проницаемость пород для гидротермальных растворов. Основным методом полевых исследований является детальное структурное картирование поверхности и подземных выработок. Для выявления типа тектонических деформаций и направлений движений при тектонических движениях широко применяется микроструктурный анализ, методика которого была значительно усовершенствована (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965).

Результаты проведенных исследований, охвативших рудные месторождения многих генетических типов в различных геологических регионах страны, оказались ценными для выяснения геолого-тектонических условий формирования месторождений, для суждений о режиме давления, о роли взрывных явлений, для анализа стадийности и зональности минерализации. Тем самым они способствовали развитию теории эндогенного рудообразования. Вместе с тем они имели и важное практическое значение, способствуя целеустремленной направленности геологоразведочных работ и более полной оценке рудных ресурсов изучавшихся месторождений. В ходе этих исследований непрерывно совершенствовались методы изучения структур рудных полей и месторождений; в итоге был издан монографический сборник «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (1960). Этот сборник, составленный под руководством Ф. И. Вольфсона, Л. И. Лукина и А. В. Пэка при участии сотрудников лабораторий структур рудных полей и месторождений В. Ф. Чернышева, И. З. Корина, Е. П. Малиновского, а также В. А. Невского, Е. П. Сонюшкина, А. В. Хорошилова, Б. Л. Рыбалова, Н. В. Павлова и других, так же, как и большое число статей, опубликованных в периодической печати,— серьезный вклад в мировую литературу по геологии эндогенных рудных месторождений. Из числа вопросов, относящихся к природе рудоконтролирующих тектонических структур, освещаемых в названных работах, отметим, в частности, выявление и освещение условий проявления и роли пластических деформаций, их смену хрупкими деформациями.

В последние годы работы лаборатории структур рудных полей и месторождений были направлены на выяснение особенностей и закономерностей рудопроводящих и рудолокализующих тектонических структур в различных структурных этажах земной коры, выделяемых при общем геологическим изучении регионов (фундамент, геосинклинальный, платформенный этажи). При этих исследованиях наметились определенные различия тектонических структур в каждом этаже с преобладанием пластических деформаций в одних и разрывных деформаций в других, с чем связано преобладание либо метасоматического рудоотложения, либо рудоотложения в открытых полостях — трещинах.

В этаже фундамента существенная роль принадлежит пластическим деформациям. Древние месторождения образованы замещением пластов пород благоприятного состава на участках пересечения зон сложной складчатости сколовыми нарушениями. Вертикальный размах оруденения велик, в отдельных случаях превышает 3 *км*. Несмотря на это характерно слабое проявление или отсутствие зональности в составе руд. Молодое оруденение в породах фундамента (наложенное) локализовано в подновленных или новых разломах, морфологически жильное или штокверковое. Литологический фактор не имеет существенного значения, так как метаморфизм выравнивает физико-механические свойства пород.

В геосинклинальном структурном этаже различаются два яруса: нижний, соответствующий этапам осадконакопления и складчатости, и верхний, отвечающий этапу консолидации геосинклинальной области. В нижнем ярусе гидротермальное оруденение контролируется разрывными нарушениями, сопряженными с крупными разломами. Обычны пластовые, иногда седловидные рудные тела, развившиеся по межпластовым срывам. Часто они комбинируются с секущими рудными телами. На ранних стадиях формирования оруденения существенную роль играют пластические деформации, позднее — хрупкие. В целом для локализации оруденения важное значение имеют и тектонический и литологический контроль. В верхнем структурном ярусе геосинклинального этажа господствуют хрупкие деформации и преобладают рудные тела выполнения — жилы и сложные штокверки. Существенную роль в локализации оруденения играют малопроницаемые для растворов пласты пород — экраны. Глубина распространения оруденения относительно малая.

Для платформенного структурного этажа с пологим залеганием пород чехла платформы характерны послойные метасоматические линзообразные рудные тела в горизонтах, подвергшихся интенсивной трещиноватости на флангах секущих разломов. Также характерна связь гидротермального оруденения с вулканическими аппаратами и купольными структурами. Накоплены данные о вертикальном размахе возможного распространения

сруденения в различных структурных этажах. Введено понятие «критической зоны оруденения», соответствующей интервалу глубин, на котором проявляется в каждом этаже эндогенное оруденение. Вертикальная мощность критической зоны колеблется от 400—500 *м* в верхнем структурном этаже до 2000 *м* и более в среднем и нижнем этажах (Структуры гидротермальных рудных месторождений..., 1968).

ИССЛЕДОВАНИЯ ИГЕМ В ОБЛАСТИ ОСНОВ И МЕТОДОВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Выяснение закономерностей размещения минеральных месторождений в пространстве и времени является, как известно, предметом металлогении — ветви науки о рудных месторождениях. Отчетливо наметилось два направления металлогенических исследований по размерам объектов — металлогения регионов (обзорная металлогения) и металлогения рудных районов (детальная металлогения). Первое опирается на металлогенические карты масштаба 1 : 500 000 и мельче, второе — на карты масштаба 1 : 200 000 и крупнее — до 1 : 25 000.

Конечным результатом обзорных металлогенических исследований является обоснованное металлогеническое районирование страны с выделением металлогенических провинций, установлением геологических закономерностей их возникновения и размещения в пределах страны с характеристикой всей выявленной рудоносности. Все это дает возможность формулировать общие прогнозные заключения о вероятности обнаружения новых рудных районов и месторождений тех или иных типов в пределах выделенных металлогенических провинций.

Рудный район — объект детальных металлогенических исследований — представляет собою ограниченную часть металлогенической провинции. В ИГЕМ развивались исследования преимущественно по металлогении рудных районов, т. е. по детальной металлогении. Систематическая разработка принципов и методов детальной металлогении началась именно в ИГЕМ, когда принципы и методы региональной металлогении уже находились в стадии интенсивной разработки (во ВСЕГЕИ и ряде других геологических организаций) и был составлен ряд обзорных металлогенических карт всего Союза и отдельных его регионов.

Исследованиями ИГЕМ в соответствии с достигнутыми знаниями в области эндогенного рудообразования были выдвинуты основные геологические факторы, благоприятствующие возникновению и локализации эндогенного оруденения и подлежащие изучению при выяснении металлогении рудных районов: *а*) литолого-стратиграфические особенности осадочных комплексов; *б*) рудоконтролирующие тектонические деформации, включая глубинные разломы, глубинность оруденения; *в*) магматические

комплексы, возраст и фазы магматизма, металлогеническая и геохимическая специализация магматических формаций; *г*) положение эрозионного среза по отношению к рудоносным структурам и комплексам пород. При выяснении закономерностей размещения руд различного состава было принято относить месторождения к тем или иным рудным формациям. Очень важной стороной исследований по металлогении рудных районов является разработка методов составления металлогенических карт и их рациональной легенды.

Исследования по металлогении рудных районов развивались в ИГЕМ, с одной стороны, в форме работ по изучению металлогении некоторых конкретных районов с составлением их крупномасштабных металлогенических карт, с другой — в виде тематических исследований, имевших целью развитие представлений об отдельных факторах и понятиях, выявление типов рудных районов, разработку принципов и методов металлогенических исследований рудных районов. Существенные результаты достигнуты в выяснении методов выявления и металлогенической роли глубинных разломов, в разработке понятия о металлогенической специализации магматических комплексов и о рудных формациях. Все более выясняется ведущая роль глубинных разломов в самом обособлении рудных районов, в конкретной локализации магматических комплексов и эндогенного оруденения.

Понятие о металлогенической специализации магматических комплексов, развивающее прежнее общее представление о «специализированных интрузиях», получает все более конкретное освещение, позволяя в известной мере объяснять и прогнозировать вещественные связи оруденения с магматизмом исследуемого района.

Идея рудных формаций развивается в значительной мере под влиянием запросов металлогении рудных районов. В прямой связи с этими запросами разрабатываются понятия о генетических рядах рудных формаций, лежащих в основе закономерностей сочетания в рудных районах месторождений с рудами различного пометального состава.

В настоящее время завершен первый этап разработки принципов и методов металлогенических исследований рудных районов, результатом которого явилась коллективная шеститомная монография, пять томов которой опубликованы (Шаталов, Орлова, Яблоков, Дюков, Томсон, 1964; Орлова, Томсон, Вольфсон, Лукин, 1964; Шаталов, Коптев-Дворников, Руб, Родионов, Шипулин, Фаворская, 1965; Константинов, Жариков, Омельяненко, Петровская. Шаталов, 1965; Гинзбург, Россман, Муканов, Борисевич, Гольцман, Иванов, Чернышев, 1966). В ходе составления монографии не только обобщались соответствующие материалы, но происходила и творческая разработка отдельных вопросов: содержание, нагрузка и легенды металлогенических

карт, классификация рудоносных площадей, металлогеническая роль глубинных разломов, связь оруденения с малыми интрузиями, металлогеническая специализация магм, проблема рудных формаций и др. Обоснованы и систематизированы методы исследования различных факторов размещения оруденения в рудных районах, включая глубинные разломы, ореолы рассеяния, метасоматические явления, изотопный анализ, определение абсолютного возраста, геофизические методы и др. Эта монография призвана содействовать надлежащей целеустремленности и методической направленности интенсивно развивающихся в различных регионах Советского Союза работ по составлению металлогенических карт рудных районов с целью наиболее обоснованного формулирования конкретных прогнозов новых рудных месторождений и полей. Положения, развитые в монографии, являясь итогом первого этапа исследований, должны, естественно, в дальнейшем углубляться, корректироваться и дополняться.

Параллельно с подготовкой только что названной монографии продолжались исследования по комплексному изучению происхождения и факторов размещения магматических комплексов и эндогенных минеральных месторождений в рудных районах Тихоокеанского пояса, выполнявшиеся сотрудниками отдела эндогенных рудных месторождений и отдела петрографии ИГЕМ. Этими исследованиями значительно развиты основы эндогенной металлогении; разработаны представления о важнейшей роли в возникновении и размещении рудных районов и месторождений сквозных сверхглубинных разломов, секущих структуры как подвижных поясов, так и платформ и разбивающих земную кору на мегаблоки. Возникновение и движение мегаблоков сопровождается активизацией магматизма и обусловливаемого им оруденения. При этом особое рудоконтролирующее, точнее, рудоконцентрирующее, значение приобретают локальные линейные сквозные блоки шириной до несколько десятков километров, усложняющие внутреннее строение метаблоков. В местах пересечения линейными блоками металлогенических зон, возникших ранее в периоды формирования подвижных поясов и платформ, локализуются наиболее крупные месторождения, по-видимому, за счет концентрирующего воздействия высоко нагретых растворов, поднимающихся из мантии по сквозным разломам — линейным блокам.

Внутри мегаблоков выделены также так называемые очаговые структуры, представляющие пологие купольные поднятия, площадью не выше 1500 $км^2$, которые как предполагается, обособляются в результате динамического воздействия возникающих под ними магматических очагов. В таких очаговых структурах локализуются рудные районы и узлы. Выделение в пределах геологических регионов мегаблоков, линейных сквозных блоков и очаговых структур значительно расширяет и углубляет воз-

можности прогноза рудных районов и месторождений, в том числе наиболее крупных.

Результаты исследований изложены в монографии М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и других авторов (1968).

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что многообразие условий и процессов, приводящих к образованию эндогенного оруденения, так же, как и геологических условий локализации месторождений, требует для их познания исследований по широкому кругу взаимосвязанных вопросов. Автор старался показать эти вопросы и их связи. Только выполняя весь необходимый круг исследований, можно достичь подлинной научной обоснованности прогнозов.

За годы советской власти в нашей стране была создана сеть геологических научных и производственно-научных учреждений, которые внесли немалый вклад в дело изучения закономерностей рудообразования и размещения месторождений. Но многое подлежит еще дальнейшему изучению, обобщению и теоретическому объяснению. Работники ИГЕМ, одной из основных и прямых задач которого является совершенствование теории эндогенного рудообразования, развитие основ и методов детальной металлогении как средства прогнозов, вносили свою долю в познание процессов рудообразования и совершенствование научных основ прогнозов рудных месторождений. Впереди — дальнейшее развитие исследований, опирающееся на современный общий прогресс науки и обеспечиваемое теми благоприятными условиями, которые созданы в нашем государстве для научного творчества.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности руд. Изд-во «Недра», 1964.

Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, вып. 2.

Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.

Гинзбург И. И., Россман Г. М., Муканов К. Н., Борисевич И. В., Гольцман Ю. В., Иванов И. Б., Чернышев И. В. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1966.

Дубровский В. Н. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного месторождения.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н. и Максакова Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.

Изотопы серы и вопросы рудообразования. Под ред. Ф. В. Чухрова. Изд-во «Наука», 1967.

Кигай И. Н. Геологическая структура, минерализация и зональность оруденения Лифудзинского рудного поля.— В сб. «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959.

Кигай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.

Константинов Р. М., Жариков В. А., Омельяненко Б. Н., Петровская Н. В., Шаталов Е. Т. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 2.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.

Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность.— Сов. геология, 1959, № 2.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. Н. Микроструктурный анализ. Изд-во «Наука», 1965.

Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Панфилова Л. А. Исследование растворимости сфалерита в водных растворах различной кислотности.— Докл. АН СССР, 1965, **161**, № 3.

Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Панфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. Изд-во «Наука», 1968.

Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования.— В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Изд-во «Наука», 1967.

Онтоев Д. О. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометальных месторождениях Восточного Забайкалья.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1963.

Онтоев Д. О. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля.— В кн. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Орлова А. В., Томсон И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. Изд-во «Недра», 1964.

Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Под ред. Е. Т. Шабалова. Госгеолтехиздат, 1960.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.

Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, **9**, № 6.

Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн.— «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.— В сб. «Железорудная база черной металлургии СССР». Изд-во АН СССР, 1957.

Соколов Г. А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба.— Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании.— В кн. «Проблемы генезиса руд». Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Изд-во «Недра», 1964.

Структура гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. Под ред. Л. И. Лукина. Изд-во «Наука», 1968.

Фаворская М. А., Томпсон И. Н. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. Изд-во «Недра», 1968.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада.— Труды ИГЕМ, 1960, вып. 50.

Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 1.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Дюков А. И., Томсон И. Н. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд-во «Недра», 1964.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Родионов Д. А., Шипулин Ф. К., Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.

ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВ ПРИ ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Ф. К. ШИПУЛИН

ВВЕДЕНИЕ

Существуют разнообразные признаки генетической связи эндогенной рудной минерализации с теми или иными геологическими процессами и образованиями и разработан ряд методов их изучения. К числу известных и широко применяемых геологических методов относятся выяснение соотношений оруденения с рудовмещающими породами во времени и в пространстве, наличие общности их структурного или литолого-стратиграфического контроля, развитие устойчивых ассоциаций определенных типов рудной минерализации и горных пород и пр. Из геохимических признаков придается значение общности ассоциаций и соотношениям главных и акцессорных элементов в породах и рудах, единству геохимических процессов их возникновения, характеру изменения изотопных отношений в составе отдельных элементов, абсолютному возрасту различных образований и т. д.

Важное значение для решения проблемы эндогенного рудообразования может также иметь пока мало разработанный метод анализа рудопроизводящих изверженных пород на основе выяснения кинетики процессов их кристаллизации и изучения поведения в этих процессах рудообразующих компонентов.

Современное состояние изученности проблемы источников рудных веществ эндогенных месторождений позволяет выделить несколько их типов, с каждым из которых связана своя серия месторождений. Можно дать пока лишь самую общую характеристику каждого из этих источников без детализации характера проявления их рудоносности в различных геологических и термодинамических условиях.

Первым и наиболее существенным источником вещества эндогенных руд являются первичные магматические расплавы. Из них основные и ультраосновные магмы с их дифференциатами, возникавшие при плавлении базальтических слоев или пород верхней мантии, и самостоятельные гранитоидные магмы, образованные при плавлении сиалических толщ земной коры, каждая дают обособленные генетические серии месторождений.

Вторым источником являются магматические расплавы, контаминированные в результате ассимиляции разнообразных ме-

таллсодержащих горных пород, залегающих в верхних частях земной коры.

К третьему типу источников могут быть отнесены непосредственно рудовмещающие горные породы и насыщавшие их минерализованные подземные воды, часть веществ которых под влиянием магматических масс, ювенильных растворов или метаморфических процессов вовлекалась в рудообразование.

РУДОНОСНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Первичные магматические расплавы, не подвергшиеся контаминации во время интрузивного процесса, и их дистилляты или остаточные растворы до недавнего времени рассматривались почти как единственный источник вещества эндогенных руд. На основе этого устанавливалась связь определенных типов рудной минерализации с определенными типами изверженных пород и одновременно выявлялись «запрещенные» ассоциации. Постепенно, однако, накапливался фактический материал, указывающий на ограниченность этих представлений. Были приведены, в частности, примеры связи оруденения, считавшегося характерным только для основных и ультраосновных магм (Pt, Pd), с гранитоидными интрузиями и, наоборот, минерализации, характерной для гранитов (Sn, W, Mo и др.), — с основными породами (Бетехтин, 1953). В некоторых случаях было отмечено образование месторождений в основном за счет мобилизации рудного вещества вмещающих пород или более древних месторождений (Тугаринов, 1963).

Дальнейшие осложнения в первоначальные представления внесли исследования, выявившие генетическую связь месторождений одних и тех же металлов с разными магматическими комплексами. В отношении золота это было установлено С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным, показавших наличие наряду с месторождениями, связанными с гранитоидными интрузиями, крупных месторождений золота, тесно ассоциированных с малыми интрузивами основного и среднего составов (Билибин, 1959). В дальнейшем эта точка зрения нашла подтверждение и развитие в работах М. Б. Бородаевской (1960) и др. Связь свинцово-цинковой, полиметаллической и оловянной минерализации то с гранитами, то с малыми интрузиями основного состава на ряде примеров была затем установлена автором (Шипулин, 1950, 1957, 1958).

Как эти, так и многие другие данные поставили под сомнение представление о магмах как единственном источнике рудообразующих компонентов, и даже появились крайние взгляды, вообще отрицающие магматические источники веществ для гидротермальных месторождений. Выявление значительного разнообразия форм связи оруденения с магматизмом, естественно, за-

трудняет выделение характерных руднопетрографических ассоциаций, связанных с металлоносностью первичных магматических расплавов, однако не делает попытки установления таких ассоциаций безнадежными.

Собственно магматические месторождения, связанные с основной и ультраосновной магмами

К прямым производным первичных основных и ультраосновных магм относятся собственно магматические месторождения металлов группы железа (титаномагнетитовые, хромитовые), группы платины и платиноидов.

Обычно не вызывает сомнений генетическая связь с основными магмами также сульфидных медно-никелевых месторождений ликвационного типа, известных в Норильске, Садбери и многих других районах. Имеется также серия магматических месторождений, генетически связанных с щелочными магмами, в том числе апатита, циркония, редких земель и других, которые здесь не рассматриваются.

Магматические породы рудоносных интрузивов отличаются обычно несколько повышенным содержанием рудных компонентов, которые концентрируются в случае собственно магматических месторождений в результате процессов магматической и кристаллизационной дифференциации, возможно с проявлениями ликвации расплава на рудную и силикатную части.

Значение процессов дифференциации, например для образования титаноносных фаций в траппах Сибирской платформы отмечалось В. В. Богацким (1958), в интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области — И. И. Абрамовичем и Е. Б. Высокоостровской (1963). Титаноносные фации в интрузивах габбро-диорит-сиенитового состава также возникают в связи с процессами дифференциации.

Большой интерес представляют геохимические особенности элементов, связанных с основной и ультраосновной магмами. Оценка поведения этих элементов в магматическом расплаве может быть дана на основе современных представлений о структуре силикатных расплавов и закономерностях их кристаллизации, полученных в результате детального изучения стекол, камнелитейных расплавов и шлаков (Есин, 1957; Есин и Гельд, 1955; Белов, 1959; Рашин, 1965; и др.).

В соответствии с этими данными силикатные расплавы представляют собой ионно-молекулярные системы, которые в отличие от идеальных ионных растворов характеризуются явлениями полимеризации, структурного упорядочения и микрогетерогенностью. Неравномерность распределения в расплаве его составных частей особенно увеличивается по мере приближения к началу кристаллизации, когда характерный для жидкой фазы

ближний порядок, обусловленный правильным (упорядоченным) строением только ближайшего к частице объема расплава, переходит в дальний порядок кристаллических выделений.

Микрогетерогенность расплава обусловлена тем, что входящие в его состав различные катионы значительно отличаются по энергетическим и геометрическим признакам и в разной степени способны к образованию достаточно устойчивых соединений с кислородом.

Наиболее сильные по энергии связи с кислородом и многочисленные катионы кремния всегда находятся в расплаве в окружении анионов кислорода и образуют в простейшем случае очень жесткие тетраэдрические комплексы $[SiO_4]^{4-}$, связи внутри которых более чем на половину ковалентные, т. е. более прочные, чем ионные. При увеличении концентрации кремнезема в расплаве или уменьшении температуры кремнекислородные тетраэдры начинают соединяться друг с другом одной или несколькими вершинами, в результате чего возникают более крупные и сложные анионные комплексы, имеющие форму островков, колец, цепей и т. д. В предельном случае, когда такие комплексы окажутся связанными друг с другом всеми вершинами, возникают объемные нейтральные в электростатическом отношении постройки с общей формулой SiO_2.

В отличие от кремния слабые катионы щелочных и щелочноземельных металлов, неспособных соревноваться с Si^{4+} за связи с кислородом, присутствуют в расплаве в виде элементарных катионов. Во время кристаллизации расплава они занимают внешнюю сферу анионных комплексов, с которыми имеют в основном ионную связь.

Катионы, промежуточные по силе между кремнием и щелочными металлами, в зависимости от их количественных соотношений могут занимать позицию либо кремния, входя в четверной координации в состав анионных комплексов (алюминий в алюмосиликатах), либо катионов, занимающих внешние сферы комплексов (Al^{3+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и другие в оливине, пироксенах и пр.). При достаточной активности часть таких катионов способна образовывать собственные группы с кислородом, что наблюдается, например, при образовании магнетита, шпинели и пр.

Поведение того или иного элемента в магматическом процессе определяется, таким образом, энергетическими и геометрическими особенностями его ионов, зависящих в первую очередь от заряда, строения электронных оболочек, электроотрицательности[1], поляризационных свойств и размеров ионов, а также

---

[1] Главное значение при этом имеет энергия сродства к электрону. Поскольку атомы элементов находятся в расплаве в ионизированном состоянии, потенциалы ионизации не могут оказывать заметного влияния на порядок вхождения их в кристаллические решетки.

концентрацией (активностью) компонентов и кислотно-основными свойствами расплава.

Более подробный обзор относящихся к этой области исследований и оценка петрологического значения результатов изучения искусственных силикатных систем даны в другой работе автора (Шипулин, 1968_1).

Связанные с основными и ультраосновными магмами элементы группы платины, и платиноиды отличаются высокой электроотрицательностью и значительными потенциалами ионизации, что определяет их приуроченность к наиболее ранним выделениям. При этом, как отметил А. Г. Бетехтин (1953), различные элементы группы платины ведут себя по-разному. Платина, осмий и иридий расположены в периодической таблице элементов в шестом длинном периоде после редкоземельных элементов, испытавших лантанидное сжатие атомных объемов. Следствием этого является наибольшее повышение их потенциалов ионизации и склонность к раннему выделению в самородном состоянии, преимущественно в ультраосновных породах. В отличие от этого рутений, родий и палладий, находящиеся в пятом периоде, выше редких земель, отличаются меньшими потенциалами ионизации и распространены главным образом в виде сульфидов, связанных с основными породами.

Элементы группы железа входят в магматические руды почти исключительно в виде окислов, что связано с энергетическими и геометрическими свойствами катионов Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cr^{3+} и Ti^{4+}. В табл. 1 приведены некоторые характеристики катионов основных породообразующих элементов и интересующих нас элементов группы железа, а также их простейших кислородных соединений. Как следует из этих данных, по величине электроотрицательности железо, титан и хром довольно близки друг к другу и к кремнию, но значительно превосходят другие катионы. Большая величина электроотрицательности элементов группы железа определяет их повышенные окислительные свойства. По величине радиусов катионов эти металлы также близки между собой, но отличаются от кремния значительно большими, а от щелочных металлов и кальция — меньшими размерами. Особенно велико отличие элементов группы железа от щелочных металлов и кальция по малой величине атомных объемов.

Принадлежность Fe, Ti и Cr к переходным элементам, катионы которых имеют незаполненный внешний электронный слой, определяет их значительное поляризующее действие по сравнению с таковым близких по размерам и равных по зарядам катионов щелочноземельных элементов. Это обусловливает высокую долю наиболее прочной ковалентной и низкую долю ионной связи их с кислородом; в этом же причина высокой энергии кристаллических решеток и относительно низкой температуры плавления их окислов в сравнении с окислами магния, кальция и алюминия.

Таблица 1

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОСНОВНЫХ МАГМ (Бацанов, 1962; и др.)

Катион	Радиус иона, Å	Атомн. объем	Электроотрицательность	Степень ионности соединений с кислородом, %	Энергия кристаллической решетки окисла, *ккал/моль* (Мамулов, 1961)	Температура плавления окисла, °С
Si^{4+}	0,39	14,0	1,9	35	3108	1710
Al^{3+}	0,57	9,6	1,5	46	3673,5	2700
Mg^{2+}	0,74	14,0	1,2	57	928,5	2640
Ca^{2+}	1,04	25,9	1,0	63	840,5	2600
Na^{+}	0,98	23,5	0,9	66	610,8	—
K^{+}	1,33	45,5	0,8	68	553,4	—
Fe^{2+}	0,80	7,1	1,7	40	932,2	1360
Fe^{3+}	0,67	—	1,8	38	3419,5	1565
Ti^{4+}	0,64	10,5	1,6	53	2951,6	1560
Cr^{3+}	0,64	7,3	1,6	443	3651,5	2265

Известно также, что стандартные теплоты образования окислов металлов группы железа близки к таковой кремния и намного выше, чем окислов щелочных металлов.

Перечисленные особенности элементов группы железа показывают, что, обладая высокой энергией связи с кислородом, их катионы при достаточной концентрации в состоянии отнимать кислород у более слабых катионов щелочных и щелочноземельных элементов и образовывать с ними собственные ионные ассоциаты, которые могут содержать сотни и тысячи ионов. В известной степени это сближает элементы группы железа по поведению с кремнием и отчасти с алюминием. Однако в отличие от алюминия, малые размеры катионов которого дают ему возможность входить в решетки в четверной координации и строить с кремнием совместные алюмокремнекислородные комплексы, катионы железа, титана и хрома из-за больших размеров требуют более высокой координации. Поэтому заменять центральный катион в кремнекислородных комплексах они обычно не могут и либо строят собственные кристаллические решетки с кислородом, либо в определенных условиях входят во внешние сферы указанных комплексов в шестерной координации.

Хромитовые и титаномагнетитовые месторождения формируются в интрузивных телах во время процессов кристаллизации

слагающих их пород, т. е. на фоне постепенно снижающейся температуры системы. В этих условиях, в соответствии с принципом Ле-Шателье, в первую очередь должны образовываться наиболее экзотермические соединения. Окислы железа, титана и хрома относятся к числу таких соединений (см. табл. 1), и их образование в расплаве, по-видимому, начинается еще в ранние стадии его кристаллизации. Это исключает возможность накопления рассеянных элементов группы железа в остаточных дифференциатах основных магм; поэтому их концентрации, например, для плагиогранитных интрузий, связанных с основной магмой, нехарактерны. Вместе с тем относительно низкие температуры плавления окислов этих металлов — причина того, что возникшие в расплаве комплексы и ассоциации ионов с их участием могут сохраняться в жидкой фазе до поздних стадий ее кристаллизации.

Не исключено, что в процессе формирования в расплаве ассоциаций ионов кислорода с Fe, Ti и Cr, количественные соотношения ионов в которых, однако, не отвечают еще стехиометрическим отношениям элементов, характерным для твердых фаз, может проявляться ликвационное отделение их от силикатного расплава, сначала в виде тонкой эмульсии, в которой затем путем коалесценции образуются более крупные обособления. Экспериментально доказанные ликвационные явления в системах $MgO—SiO_2$; $FeO—SiO_2$ и других (Есин, 1948) указывают на возможность этого процесса в основных магмах, чему способствует незначительное содержание в системе щелочных металлов. К ликвационному отделению от силикатного расплава простых бинарных соединений окислов или сульфидов тяжелых металлов, вероятно, ведут увеличивающаяся с падением температуры полимеризация расплава и уменьшение содержания в нем простых соединений, вызывающее падение растворимости окислов и сульфидов в соответствии с известным правилом: подобное растворяется в подобном.

Окислительно-восстановительные потенциалы железа, титана и хрома имеют значительную отрицательную величину; поэтому в присутствии воды эти металлы восстанавливают ее водород. Расчет констант равновесия реакции окисления железа водой (Шипулин, 1968_1) свидетельствует о практически необратимом ее характере в сторону образования окислов железа. Известно, что реальные магматические расплавы всегда содержат некоторые количества воды.

Эти данные, а также минеральный состав интрузивных пород, энергетическая направленность процессов их кристаллизации в сторону наиболее экзотермических реакций и другие признаки указывают на малую вероятность существования элементов группы железа в кристаллизующемся магматическом расплаве в металлическом состоянии, как предполагает Л. Н. Овчинников (1959).

Интересны ассоциации элементов в рудных минералах хромитовых и титаномагнетитовых месторождений. Типичные хромшпинелиды наряду с закисным железом и хромом содержат обычно в значительных количествах магний, алюминий и окисное железо, иногда также титан, ванадий и марганец. В титаномагнетитовых рудах наряду с железом и титаном много магния, иногда присутствуют ванадий и хром. То есть всюду — это набор геохимически родственных элементов группы железа, к которым присоединяются магний и алюминий, по своим энергетическим свойствам и размерам катионов приближающиеся к указанным элементам. Это еще один довод в пользу того, что энергетические и геометрические характеристики атомов элементов определяют их поведение в магматическом расплаве.

В собственно магматических месторождениях элементов группы железа образование рудных минералов происходит обычно с участием двух, иногда трех близких по свойствам катионов (Fe, Ti, Cr, Mg, V, Mn, Al). Это, по-видимому, обусловлено энергетическими преимуществами образования бинарных соединений, что видно на примере магнетита, теплота образования которого (267,0 *ккал/моль*) больше суммы теплот образования вюстита (63,7 *ккал/моль*) и гематита (196,5 *ккал/моль*):

Поведение отдельных элементов группы железа в магматическом процессе не совсем одинаково и, кроме различий в геохимических свойствах элементов, определяется также их концентрацией. Поведение хрома и титана отличается, в частности, от поведения железа. Высокое содержание железа в основных и ультраосновных магмах, его повышенная электроотрицательность и поляризационные свойства, приближающие катионы железа к катионам кремния, обусловливают значительное многообразие форм его соединений. Помимо окислов, железо входит в силикаты, в которых занимает различное структурное положение, а в присутствии наиболее легко поляризуемых анионов серы проявляются его халькофильные свойства. Халькофильность особенно отчетлива у кобальта и никеля, которые приближаются к типичным халькофильным элементам. При этом никель накапливается вместе с ними в позднемагматических или послемагматических сульфидных медно-никелевых месторождениях, а кобальт — в более поздних гидротермальных месторождениях, часто вместе с мышьяком, серебром и др.

Сульфидные существенно медно-никелевые месторождения ликвационного типа повсеместно связаны с дифференцированными основными интрузиями. В рудах таких месторождений с характерной для них парагенетической ассоциацией пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита, кроме меди и никеля, в тех или иных количествах присутствуют мышьяк, серебро, золото, селен, теллур, иногда цинк, кобальт, молибден и элементы группы платины — платина, палладий и др. А. Г. Бетехтин и

А. Д. Генкин (1951) отмечают генетическую связь оруденения с норитами, оливиновыми диабазами, гиперстенитами, перидотитами, которые богаты магнием и серой и относительно бедны известью.

Наряду с промышленными концентрациями, сульфиды железа и цветных металлов широко распространены в разнообразных основных и ультраосновных породах в рассеянном состоянии. Повышенная концентрация сульфидов в придонных частях интрузий, их приуроченность к наиболее основным разностям пород, а также равномерное распределение в совершенно неизмененных интрузивных и эффузивных породах позволяют говорить о генетической связи ликвационных медно-никелевых руд и рассеянно-сульфидной минерализации с первичной основной магмой. Кроме геологических данных, это подтверждается изотопным составом их серы.

Как известно (Ранкама, 1956; Виноградов и др., 1956; Ault a. o., 1960), отношения изотопов серы S^{32}/S^{34} в метеоритах и в неизмененных наложенными процессами ультраосновных изверженных породах имеют очень узкие пределы колебаний и отвечают среднему составу серы земной коры и верхней мантии. Близкие отношения S^{32}/S^{34} имеет сера основных изверженных пород, которая обычно несколько обогащена тяжелым изотопом S^{34} (не более 0,2%). В отличие от этого сера сульфатов морской воды и осадочных образований, прошедших стадию фракционирования изотопов серы в результате бактериальных и изотопных обменных реакций, отличается значительными колебаниями отношения S^{32}/S^{34}.

Ранкама (1956), суммировавший известные данные об изотопном составе серы в сингенетических сульфидных минералах, рассеянных в диабазах, норитах и других основных магматических породах, показал, что пределы колебаний отношения S^{32}/S^{34} в них очень узки и меняются всего от 22,08 до 22,21. Это совпадает с изотопными отношениями серы в метеоритах и показывает на ее первично-магматическую природу. Приведенная им же серия анализов изотопов серы сульфидных медно-никелевых руд Садбери указывает на еще более узкие пределы колебаний отношения S^{32}/S^{34} (от 22,08 до 22,14), что резко отличает их от гидротермальных сульфидных месторождений и подтверждает связь оруденения с первичными магматическими источниками.

Интересные данные об изотопном составе серы сульфидных минералов в рудах и рудоносных габбро-долеритах получены при изучении Норильских медно-никелевых месторождений [Виноградов, Гриненко (1966); Гриненко (1966)]. В отличие от аналогичных месторождений других районов мира (Садбери, Стиллуотер, Монче-Тундра, Инсизва) в габбродолеритах и связанных с ними вкрапленных, массивных и жильных рудах Норильска содержание тяжелого изотопа S^{34} оказалось повышенным (на

0,9—1,1% больше, чем в метеоритах). Анализ геологической обстановки формирования норильских интрузий позволил установить вероятность заимствования ими части серы из залегающей на глубине нижне- и среднепалеозойской осадочной толщи с прослоями гипса и ангидрита, которые обогащены по сравнению с метеоритной серой в среднем на 2,3% изотопом S^{34}. В другом никеленосном районе Сибирской платформы, в Курейском, ассимиляционное обогащение тяжелой серой отмечается в одних интрузивах, но отсутствует в других (Гриненко, 1966). Такая же картина наблюдается и в никеленосных породах Печенгского района на Кольском п-ове, где наряду с обычными отношениями изотопов S^{32}/S^{34}, близкими к метеоритному, в отдельных интрузивах выявлено обогащение изотопом S^{34}, вызванное, вероятно, ассимиляцией вмещающей сланцевой толщи, содержащей сульфиды.

Отмечено также, что связанные с отдельными плутонами вкрапленные и массивные, в том числе жильные сульфидные руды по отношениям изотопов серы существенно не различаются. Это указывает на достаточно совершенную гомогенизацию магматического расплава в интрузиях после их внедрения.

Характерной особенностью элементов, накапливающихся в основных и ультраосновных изверженных породах, являются их низкие атомные объемы. На периодических кривых диаграммы атомных объемов элементов все они занимают самое нижнее положение. При этом в четвертом длинном периоде в нижней части кривой наряду с элементами группы железа находятся медь и цинк, в пятом — наряду с Ru, Rh и Pd — также Ag, а в шестом вместе с элементами группы платины — золото. Именно эти ассоциации элементов мы и наблюдаем в разных типах собственно магматических месторождений. Постоянно действующие гравитационные силы наряду с другими факторами играют немаловажную роль в миграции элементов в магматических системах, обусловливая накопление атомов с наименьшими атомными объемами в тяжелых основных и ультраосновных расплавах.

Послемагматические (гидротермальные) месторождения, связанные с основной магмой

Данные о первично-магматических источниках компонентов при образовании разнообразных послемагматических месторождений менее определенны. Однако на основании широкого распространения устойчивых ассоциаций руд отдельных металлов с магматическими породами определенных типов и обычно повышенным кларкам их в таких породах можно наметить серии месторождений, связанных с магмами тех или других типов.

Пожалуй, наиболее спорна связь с магматическими породами преимущественно среднетемпературных гидротермальных место-

рождений Pb, Zn, Cu, As, Ag, Au, Bi, Hg, Cd, Sn и сопровождающих их элементов, образующих колчеданные, полиметаллические (Pb, Zn, Cu, Ag, Au), сульфидно-касситеритовые, сурьмяно-ртутные и некоторые другие существенно сульфидные месторождения, а также ряд скарновых месторождений железа и различных сульфидов. Скорее по традиции со времен Линдгрена и Эммонса, чем на основании фактических данных, такие месторождения обычно связываются с гранитоидными интрузиями, хотя последние вблизи месторождений обнаруживаются далеко не всегда. В ряде случаев эти месторождения вообще не сопровождаются какими-либо магматическими образованиями, но чаще связаны во времени и пространстве с дайками основных и средних пород, представляющими дифференциаты глубинных очагов основной магмы (самостоятельными малыми интрузиями).

Анализ особенностей строения пород самостоятельных малых интрузивов, в частности состав и структура их вкрапленников, представленных пироксенами, основным плагиоклазом и иногда оливином, указывает на образование этих ранних минеральных выделений в основном расплаве. Малая вероятность их возникновения за счет дифференциатов кислых магм подтверждается также энергетической невыгодностью простых структурных мотивов оливина и пироксенов в сильно полимеризованных кислых расплавах, наличием в породах элементов-примесей, характерных для основных магм, и т. д.

Петрологические особенности и металлогеническое значение малых интрузий были детально рассмотрены автором на основе ассоциаций полиметаллических и сульфидно-касситеритовых руд с дайками разнообразных порфиритов в Приморье, полиметаллических и колчеданных руд с дайками диабазов и порфиритов на Рудном Алтае, скарновых магнетитовых и сульфидных руд с Cu, Co, Pb и Zn с дайками порфиритов на Урале, в Закавказье и в других районах (Шипулин, 1960, 1957, 1958, 1965, 1968$_1$). Было выяснено, что формирование такого оруденения, как правило, происходило значительно позднее становления известных в рудных полях гранитоидных плутонов и после пересечения этих плутонов самостоятельными малыми интрузиями; причем наряду с дорудными дайками во многих регионах распространены внутрирудные и послерудные. Это указывает в общем на близкое по времени поступление из очагов основного расплава магматических и рудоносных отщеплений. Рудные тела, как и самостоятельные малые интрузии, контролируются чаще всего зонами крутопадающих глубинных тектонических нарушений, иногда очень протяженных и секущих по отношению к складчатым структурам. Обычно метасоматические рудные залежи и жилы образуются в участках сочетания тектонических нарушений с определенными складчатыми структурами при наличии благо-

приятных литологических горизонтов из вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных пород. В некоторых районах благоприятными для замещения являются породы дорудных даек.

Руды месторождений рассматриваемого типа отличаются обычно сложным составом и нередко содержат до десяти и более промышленных компонентов. Из жильных минералов в них наряду с кварцем, имеющим часто подчиненное значение, широко распространены карбонаты, хлорит, барит, иногда эпидот, турмалин, серицит и др. Интенсивно проявлены хлоритизация, гематитизация, карбонатизация (в частности, доломитизация) вмещающих пород.

Кроме приведенных выше, можно указать еще ряд примеров, свидетельствующих о связи гидротермальных сульфидных руд указанных типов с основной магмой.

Особенно интересны в этом отношении медно-свинцово-цинковые с серебром и золотом (полиметаллические) месторождения Садбери в Канаде, находящиеся во внутренней части чашеобразного крупного лополита или силла, который сложен серией дифференциатов основной магмы от норитов и габбро в основании до гранофиров в верхней части интрузива. Полиметаллические рудные тела расположены над гранофирами по контакту с перекрывающими их туфами и сланцами докембрия (Thomson, 1957). В пределах рудных полей отсутствуют признаки проявления близких по времени образования самостоятельных тел кислых магматических пород, но нередки дайки оливиновых диабазов, занимающие секущее положение по отношению к телам полиметаллических руд. По имеющимся геологическим данным, эти месторождения образовались сразу же после формирования ликвационных медно-никелевых руд, расположенных около донной части лополита, в состав которых также входят Pb, Zn, Ag и Au, причем серебро и золото в промышленных концентрациях. Руды полиметаллических месторождений содержат 0,3—1,3% меди, 1—2% свинца, 4—5% цинка, 0,5—0,8 *г/т* золота, 40—70 *г/т* серебра и примеси меди и никеля. Их общие запасы по двум основным месторождениям оценивались примерно в 18 млн. *т*. Рудные тела имеют линзообразную форму и сложены массивными или вкрапленными очень тонкозернистыми рудами с карбонатным цементом. В их состав входят пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, марказит, пирротин. Руды пересекаются частыми кварцевыми жилками.

Исследователи Садбери не сомневаются в генетической связи полиметаллических руд с лополитом норитов.

Проявления свинцово-цинковой и медной минерализации в связи с траппами известны во многих пунктах Сибирской платформы. Так, Ю. В. Погодин (1956) описал несколько месторождений и отметил более сотни пунктов такой минерализации в

бассейне Подкаменной Тунгуски. По совокупности материалов, в частности по распространению акцессорных сфалерита и галенита в диабазах и сходству элементов-примесей в траппах и рудах (Co, Ni и др.), автор установил генетическую связь этого оруденения с трапповой магмой; причем рудоносные растворы поступали вдоль зон разломов после внедрения ее субщелочных дифференциатов.

Позднее Ю. В. Погодин (1959) отметил наличие в южной половине Сибирской платформы восьми районов проявления свинцово-цинково-медной минерализации, местами с целестином, баритом и золотом. Повышенное содержание свинца и цинка в дайках субщелочных долеритов в ряде районов юго-восточной части Сибирской платформы отмечает также В. И. Гоньшакова (1961).

Несмотря на обилие рудопроявлений, связанных с излияниями трапповой магмы или с неглубокими интрузивными телами траппов, на Сибирской платформе, так же, как в Садбери, пока неизвестны крупные месторождения данного типа. По-видимому, для образования гидротермальной сульфидной минерализации более благоприятна локализация очагов рудоносной основной магмы на значительной глубине. При этом непременно должна иметь место значительная дифференциация расплава, показателем которой является пестрота состава даек, сопровождающих оруденение.

Отчетливая связь с основной магмой сложных, местами очень богатых кобальт-мышьяково-серебряных руд наблюдается в многочисленных месторождениях округа Кобальт в Канаде. Главная рудовмещающая протерозойская серия кобальт состоит из переслаивающихся крупновалунных конгломератов и песчаников, перекрытых пологим силлом кварцевых диабазов и пересеченных дайками оливиновых и кварцевых диабазов и крутопадающими рудными жилами. В состав руд входят саффлорит, кобальтин, арсенопирит, никелин, сфалерит, халькопирит, галенит, самородное серебро и др. Жильные минералы представлены кальцитом, доломитом, редко — кварцем. Руды содержат Co, Ag, Ni, Cu, As, Bi, немного Pb, Zn и Au. На некоторых участках содержание кобальта в рудах достигает 6—8 и даже 12—13%, серебра 100—200 *г/т*, иногда до нескольких килограммов на тонну.

Важной особенностью серии послемагматических месторождений, связанных с основной магмой, является нередкая значительная вертикальная протяженность рудных тел, достигающая 1—2 *км* и более. Одним из примеров может служить рудное тело Хорн-Майн в округе Норанда в Канаде, расположенное в брекчированных риолитах и их туфах по обе стороны вертикальной дайки диабазов. Линзообразное в плане тело сульфидных руд с сечением до 100×500 *м* и запасами около 60 млн. *т* богатых руд прослежено горными выработками от поверхности до глубины

2,6 *км*. Его верхнюю часть протяженностью около 1,3 *км* слагали сплошные руды, ниже следует вкрапленные. В состав руд входят в основном пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит. Содержание золота составляет в среднем около 5 *г/т* и меди — 2,45%.

Представителями месторождений, приуроченных к скарнам, являются ассоциированные с дорудными и внутрирудными дайками порфиритов тетюхинские полиметаллические на Дальнем Востоке, некоторые среднеазиатские, ряд месторождений Родопского района в Болгарии и др. Скарновые железорудные месторождения, генетически связанные с глубинными очагами основной магмы, по-видимому, также достаточно обычны. На таких месторождениях рудоотложению, как правило, предшествует внедрение даек основного состава, а магнетит сопровождается сульфидами железа, меди, иногда кобальта, цинка и др. Размещение скарново-рудных тел контролируется крутопадающими тектоническими нарушениями, часто также контактовыми зонами гипабиссальных интрузий гранитоидов, но руды обычно моложе даек, секущих гранитоиды. Очевидно, термальный метаморфизм боковых пород около крупных гипабиссальных интрузий создает благоприятные условия для их последующего скарнирования под действием поднимающихся из глубин растворов. К представителям таких месторождений могут быть отнесены Дашкесан в Закавказье, гора Магнитная на Урале, Кень-Тюбе в Казахстане, Ольгинские в Приморье и др.

Во многих регионах мира среди послемагматических месторождений, связанных с основными магмами, встречаются очень крупные. Генетически сходные месторождения часто образуют протяженные пояса, связанные с определенными региональными структурно-фациальными зонами.

Кроме геологических признаков, генетическая связь рассматриваемых месторождений с очагами основной магмы подтверждается геохимическими данными. Обращает на себя внимание прежде всего близость ассоциаций металлов в этих месторождениях и в месторождениях ликвационных сульфидных медно-никелевых руд, бесспорно связанных с основной магмой. В последних наряду с железом, никелем, кобальтом и платиноидами также присутствуют Pb, Zn, Cu, Ag, Au, As и др.

Хотя рудоносность магмы не связана прямо с содержанием в ней рассеянных элементов, на что обратил внимание Л. В. Таусон (1964), а зависит от условий их концентрации, форм переноса и пр., величины частных кларков в известной степени все же характеризуют потенциальную рудоносность магматических расплавов.

В табл. 2 приведены кларки элементов, характерных для послемагматических сульфидных месторождений в различных по кислотности магматических породах, по данным А. П. Виноградова (1962).

Таблица 2

КЛАРКИ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ РАЗНОЙ КИСЛОТНОСТИ (Виноградов, 1962)

Элементы	Ультраосновные	Основные	Кислые
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ag	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Au	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	$4{,}5 \cdot 10^{-7}$
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Cd	$5 \cdot 10^{-6}$	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Hg	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$
Ga	$2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Jn	$1{,}3 \cdot 10^{-6}$	$2{,}2 \cdot 10^{-5}$	$2{,}6 \cdot 10^{-5}$
Tl	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$
Sn	$5 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Pb	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
As	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$
Sb	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2{,}7 \cdot 10^{-5}$
Bi	$1 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Se	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Te	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Co	$2 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$

Как видно, максимальные концентрации большей части указанных элементов приурочены именно к основным породам. Исключения составляют олово, свинец и элементы третьей группы. Из них олово и свинец, повышенные содержания которых характерны для кислых пород, нередко дают месторождения, связанные генетически с гранитами (см. ниже).

За исключением железа и кобальта, характерные для описываемых месторождений элементы занимают правую часть геохимической таблицы, составленной А. Н. Заварицким, и включают группы металлических и металлоидных металлогенных элементов или халькофильных элементов, по Гольдшмидту. Все они образуют ионы с 18-электронным внешним слоем и отличаются высокой поляризационной деформируемостью и поляризующим действием. По этой причине в расплаве они должны стремиться к соединению с наиболее легко поляризуемыми ионами, особенно с серой и кислородом, возможно также с галоидами, в виде летучих соединений, с которыми могут переноситься в газовых растворах.

Некоторое представление об энергетических особенностях главных породообразующих и халькофильных элементов, их окислов и сульфидов дает табл. 3, составленная по разным ис-

точникам (Бацанов, 1962; Мамулов, 1961; Справочник химика т. II, 1965; Handbook of Physical constants, 1966). Несмотря на то, что приведенные величины выведены для стандартных состояний, можно предполагать, что их соотношение сохраняется и при других условиях.

Высокие поляризационные свойства халькофильных элементов отчасти отражаются на их повышенной электронной поляризуемости. Их электроотрицательность составляет 1,5—2,3, что заметно больше, чем у породообразующих щелочных и щелочноземельных элементов, но близко к электроотрицательности кремния и алюминия. Энергия кристаллических решеток простейших

Таблица 3

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Элементы	Атомн. объем	Электроотрицательность	Электронная поляризуемость иона в кристалле	Энергия кристаллической решетки, *ккал/моль*			Температура плавления, °С	
				окисла	сульфида	хлорида	окисла	сульфида
Na	23,5	0,9	0,41	610,8	—	182,7	1275 (возг)	920
K	45,5	0,8	1,33	553,4	—	167	—	—
Mg	14,0	1,2	—	928,5	—	603,8	2640	2000 (разл)
Ca	25,9	1,0	1,1	840,5	745,3	532,6	2580	2000
Si	14,0	1,9	—	3108	—	2329	1710	—
Al	9,6	1,5	—	3673,5	3220	1284,4	2015	99
Fe^{3+}	7,1	1,8	—	3419,5	—	—	1565	—
Fe^{2+}	—	1,7	—	932,2	832,6	604	1360	1083
Co	6,7	1,7	—	—	—	644,1	—	950
Cu	7,1	1,8	1,6	781,2	701,8	655	1229	1129
Ag	10,2	1,9	2,4	719,9	661,6	213,7	—	838
Au	10,2	2,3	—	—	—	—	—	—
Zn	9,2	1,6	0,8	971,1	877,8	641,3	—	1170 (возг)
Cd	13,0	1,7	1,8	906,2	811,1	587,6	900 (разл)	1750
Hg^{2+}	15,2	1,9	—	928,8	862,4	—	500 (разл)	446 (возг)
Ge	14,3	2,0	1,0	—	—	—	1086	530
Sn	18,2	1,9	3,4	2810	—	543,4(Sn^{2+})	1127 (разл)	1127 (разл)
Pb	18,3	1,6	4,9	837,7	748,7	524,7(Pb^{2+})	—	—
As^{2+}	13,2	2,0	—	—	—	—	315	321
Sb	18,2	1,8	—	—	—	—	—	541
Bi	21,1	1,8	—	—	—	—	—	685 (разл)
O	11,2	3,5	1,8	—	—	—	—	—
S^{2-}	15,5	2,6	5,3	—	—	—	—	—
F	11,2	3,9	0,64	—	—	—	—	—
Cl	17,5	3,1	2,96	—	—	—	—	—

соединений халькофильных элементов примерно такая же, как у сходных соединений кальция и магния, но больше, чем у щелочных металлов. И значительно меньше, чем у соединений алюминия, кремния, а также Fe^{3+}, Cr^{3+} и Ti^{4+} (см. табл. 1). При этом энергия кристаллической решетки сульфидов металлов всюду на 8—11% меньше, чем их окислов.

Температура плавления сульфидов халькофильных элементов при нормальном давлении обычно колеблется от 400 до 1170° С, что значительно ниже температур плавления большинства породообразующих минералов при тех же условиях. Приведенные в таблице данные указывают на близкие с халькофильными элементами свойства закисного железа и кобальта, чем, видимо, и объясняется распространение этих металлов, особенно железа, в месторождениях халькофильных элементов.

Интересно, что подобно металлам, характерным для собственно магматических месторождений, халькофильные элементы отличаются невысокими величинами атомных объемов, частью близкими к атомным объемам элементов группы железа, но значительно меньшими, чем у щелочных металлов и кальция. Это также отчасти определяет общность поведения железа и халькофильных элементов при магматической дифференциации и накапливание их в тяжелых основных расплавах.

Отмеченные особенности халькофильных элементов, а также двухвалентного железа и кобальта дают возможность обрисовать их поведение при магматических процессах. Так, хотя прочность их соединений с кислородом выше, чем с серой, указанные металлы, за исключением олова, не могут отнимать кислород у более сильных катионов Si^{4+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Cr^{3+}. С другой стороны, катионы этих металлов обладают большей энергией связи с легко поляризуемыми анионами, чем катионы щелочных металлов и отчасти кальция. Халькофильные элементы по энергии связи с простыми анионами составляют, таким образом, особую группу, промежуточную между наиболее сильными катионами-комплексообразователями и более слабыми катионами, входящими во внешние сферы комплексов. Высокие поляризационные свойства этих элементов и относительно крупные размеры их катионов обусловливают их связь преимущественно с наиболее легко поляризуемыми крупными анионами серы S^{2-}, с которыми они дают прочные соединения с существенно ковалентной связью. При недостатке серы они могут либо входить вместе с магнием и железом во внешние сферы кремнекислородных комплексов в наиболее простых силикатах, кислород которых сохраняет способность к дополнительной поляризации, либо связываются с другими легко поляризуемыми анионами. В каждом случае дальнейшая история халькофильных элементов протекает по-разному.

При вхождении в виде изоморфных примесей преимущественно в простые магнезиально-железистые силикаты или другие ми-

нералы, халькофильные элементы остаются в породах в рассеянном состоянии. Этим и можно объяснить повышенные кларки халькофильных элементов в основных породах, независимо от содержания в последних серы. Иначе говоря, способность халькофильных элементов к соединению в виде изоморфной примеси к главному катиону с наиболее простыми анионными комплексами, в том числе с кремнекислородными островками, цепями и листами, а также с простыми по строению анионами большинства акцессорных минералов (PO_4^{3-}; TiO_3^{2-}; FeO_4^{2-} и др.) обусловливает их рассеяние в основных породах.

В кислых магматических дифференциатах основной магмы халькофильные элементы накапливаться не могут, потому что преобладающие в них сложные трехмерные решетки полевых шпатов и кварца с высокой поляризацией «мостикового» кислорода не дают достаточного места для изоморфных замещений их собственных катионов. Некоторой способностью в этом отношении обладают лишь щелочные полевые шпаты с крупными катионами щелочных металлов во внешних сферах алюмокремнекислородных комплексов.

В случае образования еще на ранних стадиях охлаждения расплава сильно экзотермических сульфидных соединений последние вследствие низких температур плавления и малой летучести сохраняются в жидкой фазе до наиболее поздних стадий кристаллизации расплава. Далее они либо так и остаются в рассеянном состоянии, давая широко распространенную вкрапленность сульфидов в основных и ультраосновных магматических породах, либо в результате коалесценции образуют макромассы ликвационных сульфидных руд. И в том, и в другом случаях постоянство изотопных отношений серы в таких сульфидах показывает на ее первично-магматическое происхождение.

При дефференциации основного магматического расплава с накоплением более кислых легких дериватов в верхних частях интрузивных тел сульфиды, как наиболее тяжелые составные части, скорее, должны накапливаться в нижних, придонных, частях интрузий. Поэтому в сериях магматических дифференциатов, в том числе среди самостоятельных малых интрузивов, обильная сингенетическая вкрапленность сульфидов отмечается лишь в наиболее основных разностях пород.

Интересен в отношении возможности образования послемагматических месторождений третий из упомянутых случаев, когда в расплаве недостает ювенильной серы и халькофильные элементы проявляют способность к соединению с другими анионами. Высокие поляризационные свойства этих элементов позволяют предполагать, что при отсутствии или недостатке в расплаве серы они предпочтительно будут соединяться с хлором, гидроксильной группой или с фтором (см. табл. 3). Вероятно, в каких-то хорошо растворимых соединениях с этими анионами и

частью с серой и происходит затем вынос металлов из магматической системы. На их перенос при формировании послемагматических сульфидных месторождений не в виде соединений с магматогенной серой показывает почти постоянное резкое отклонение изотопных отношений серы в рудах таких месторождений от серы первично-магматического происхождения (Ранкама, 1956; Виноградов и др., 1956; Шипулин, 1963; Виноградов, 1966). Обычно здесь сера обогащена тяжелым изотопом, указывающим на заимствование ее из вмещающих осадочных толщ или погребенной морской воде.

Отмечая вообще низкую летучесть сульфидов, следует оговориться, что этой способностью они обладают не в равной степени. Наиболее низкие температуры плавления и, возможно, несколько повышенную летучесть имеют сульфиды ртути, мышьяка и сурьмы. При нормальных условиях температура плавления As_2S_3 равна 310° С, AsS — 321°, Sb_2S_3 — 541°. HgS возгоняется при 446°. Не исключено, что с этим связано образование отдельных месторождений указанных металлов.

Об этом, в частности, свидетельствуют изотопные отношения серы в сульфидах некоторых ртутных месторождений, приведенные в работе Н. А. Озеровой, Н. Х. Айдиньян и В. И. Виноградова (1967). Так, в рудах Вышковского рудного поля в Закарпатье, в Никитовском рудном поле и в некоторых месторождениях ртути Якутии и Средней Азии отношения S^{32}/S^{34} имеют очень узкие пределы колебаний и близки к 22,22, т. е. к сере метеоритов и основных изверженных пород. В отличие от этого для многих других месторождений ртути отмечается значительное обогащение серы тяжелым изотопом. Авторы указанной работы склонны считать, что сера тех и других месторождений прошла через осадочный цикл, с чем вряд ли можно согласиться В месторождениях первой группы, скорее, резко преобладает сера ювенильного происхождения, второй группы — сера экзогенного происхождения.

В. А. Кузнецов (1960) и А. А. Оболенский (1966) отмечают связь ртутных месторождений с очагами основной магмы в ряде районов Алтае-Саянской складчатой области, где ртутное оруденение ассоциировано с дайками субщелочных габбро-диабазов и лампрофиров.

Подобно платиноидам, часть халькофильных элементов расположена в периодической таблице после редких земель, испытавших лантанидное сжатие, следствием чего являются повышенные потенциалы их ионизации и переход золота, частью ртути и висмута в самородное состояние.

Важен вопрос об источниках воды при формировании месторождений рассматриваемой серии. Тесная ассоциация руд с инъекциями даек и приуроченность их к зонам разломов позволяет предположить, что часть воды, участвующей в какой-то фор-

ме в переносе металлов, отделяется магматическим расплавом глубинных очагов. Это согласуется с экспериментальными данными Н. И. Хитарова (1960), показавшего, что основная базальтовая магма, в отличие от гранитной, выделяет растворенную в ней воду при значительно больших давлениях, т. е. на больших глубинах. Вместе с тем постоянно отмечаемый контроль оруденения со стороны боковых пород, отличающихся определенными фациальными условиями накопления (фациально-изменчивые прибрежно-морские осадочные и вулканогенные толщи), физико-механическими (повышенная пористость и хрупкость) и минералого-геохимическими свойствами (контрастный состав, повышенная реакционная способность) указывает на участие в рудообразовании также поровых растворов боковых пород. Иначе говоря, наряду с ювенильной водой активную роль в рудообразовании играют также подземные воды. Это хорошо увязывается с широкими колебаниями изотопных отношений серы в рудах полиметаллических, колчеданных и других месторождений, обусловленных смешением ювенильной серы с серой, прошедшей через осадочный цикл. Восстановление экзогенной сульфатной серы до сульфидной может происходить при участии веществ ювенильного или экзогенного происхождения (Шипулин, 1963).

Геологические и геохимические особенности описанных послемагматических месторождений, по мнению автора, определенно указывают на генетическую связь их, с одной стороны, с расположенными на глубине очагами основной магмы, а с другой — с вмещающими их толщами, причем первые являются главным источником металлов, а вторые — серы, в отдельных случаях также железа, углекислоты, щелочей, кальция.

Подчеркивая генетическую связь этих месторождений с основной магмой, нельзя исключать влияния на процессы рудообразования во многих случаях также гранитоидных интрузий, по времени непосредственно предшествующих внедрению малых интрузий и оруденению. Значение таких интрузий заключается в том, что, вызывая прогрев и прогрессивный термальный метаморфизм боковых пород и заключенных в них поровых водных растворов, они обеспечивают интенсивное протекание последующих метасоматических процессов регрессивной стадии и накопление в структурных ловушках высокоминерализованных водных растворов. Последние позднее при поступлении из глубинных источников металлоносных ювенильных растворов вступают с ними во взаимодействие, результатом которого и являются процессы рудообразования (Шипулин, 1965, 1968$_1$). В некоторых случаях гранитные интрузии могут являться источниками отдельных компонентов в смешанных рудах, содержащих минералы халькофильных элементов, вольфрама, бора, молибдена, редких земель, редких щелочных металлов, а также кварц, серицит и др.

Естественным следствием изложенных представлений является рекомендация направлять поиски крупных сульфидных месторождений халькофильных элементов, в том числе полиметаллических, колчеданных, сульфидно-касситеритовых и других, в зоны развития дифференциатов основной магмы в виде полей, свит или поясов самостоятельных малых интрузий и, возможно, субвулканических тел при наличии благоприятных структурных и литологических условий (горизонты пористых реакционноспособных пород в антиклинальных складках, зонах дробления и пр.). Гранитоидные интрузии при этом могут являться дополнительным благоприятным фактором рудообразования.

Послемагматические месторождения, связанные с кислой и субщелочной магмой

Известна обширная группа месторождений, составляющих особую генетическую серию, источники рудообразующих компонентов которых заимствуются из кислых и субщелочных гранитоидных магм. Последние обычно рассматриваются как продукты плавления глубинных сиалических масс земной коры и в известной степени независимы от первичной базальтовой магмы и ее кислых дифференциатов (плагиогранитов, альбитофиров и др.). Сюда относятся обычно бесспорные в отношении генетической связи с конкретными интрузиями гранитоидов месторождения в пегматитах, грейзенах и высокотемпературные кварцевые жилы, содержащие вольфрам, молибден, олово, ниобий, тантал, бериллий, бор, редкие земли, литий, рубидий, цезий, цирконий. В связи с интрузиями гранитоидов встречаются и скарновые магнетитовые месторождения, а также нередки рудопроявления сульфидов халькофильных элементов.

Скарновые магнетитовые месторождения этой серии в отличие от месторождений, генетически связанных с основной магмой, всегда залегают в контактовых зонах материнских интрузивов; причем скарнированию нередко подвергаются их эндоконтактовые части, а скарны в свою очередь пересекаются дайками аплитов, генетически связанными с теми же гранитоидными интрузиями. Микроскопическое изучение гранитоидов рудоносных массивов показало, что магнетит кристаллизовался в них в заключительные стадии затвердевания пород; местами магнетит образует в гранитах шлировые скопления. В рудах таких месторождений иногда развита тонкая вкрапленность касситерита. Скарновые месторождения этого типа описаны в Ольгинском районе в Приморье (Шипулин, 1957) и в ряде районов Западной Сибири (Шахов, 1947). От месторождений, связанных с основной магмой, они отличаются обычно меньшими размерами, отсутствием дорудных даек основных пород и четкой приуроченностью к контактам гранитоидных интрузивов.

Скопления сульфидов цветных металлов, генетически связанные с кислыми интрузиями, распространены не так широко, как предполагалось, но все же достаточно обычны. Особенности состава и распространения такой минерализации показывают, что она не является закономерным продуктом кристаллизации кислых магматических расплавов, а связана с переотложением или регенерацией ранее существовавшего оруденения. Особенности такой минерализации рассмотрены в следующем разделе.

Все элементы, характерные для месторождений, связанных с кислыми магмами — Li, Be, B, Rb, Cs, Nb, Ta, TR, P, Mo, W, Zr и Hf, на периодической геохимической таблице занимают поля редких элементов и элементов горных пород. Их катионы имеют, как правило, восемь, реже два электрона во внешнем электронном слое, с чем связано их слабое поляризующее действие. За исключением кларка фосфора, данные для которого недостаточно определенны, кларки остальных перечисленных элементов отчетливо повышены в кислых изверженных породах. При этом, располагаясь в одних группах с главными породообразующими элементами, они отчасти сходны с последними по поведению. Так Li, Rb и Cs по величине электроотрицательности, потенциалам ионизации, строению электронных оболочек и атомным объемам близки к широко распространенным Na и K табл. 4. Поэтому в магматическом расплаве их катионы ведут себя примерно так же, хотя полной аналогии не существует: имеются некоторые различия в величинах радиусов их катионов, координационных числах и энергетических характеристиках.

Катионы щелочных металлов в расплаве находятся, по-видимому, в свободном состоянии, так как неспособны отнимать кислород у других, более сильных катионов. При этом рубидий и цезий наиболее близки к калию, с которым и накапливаются при остаточной кристаллизации, в частности калиевых полевых шпатов. Иногда цезий образует самостоятельный минерал — поллуцит, находящийся в парагенетической ассоциации с литиевыми минералами. Литий из-за малого размера катионов не может изоморфно замещать другие щелочные металлы в магматических минералах и образует, частью совместно с калием, ряд минералов в грейзенах, пегматитах и высокотемпературных жилах (сподумен, литиевые слюды, петалит).

Двухзарядные катионы бериллия и трехзарядные бора имеют очень малые радиусы (соответственно 0,34 и 0,20 Å), с чем согласуются их максимально высокая среди элементов второй и третьей групп электроотрицательность и очень малые атомные объемы. Электроотрицательность бериллия такая же, как у алюминия, а у бора она даже выше, чем у кремния. С этими особенностями катионов Be^{2+} и B^{3+} связана их повышенная поляризационная способность. По этой причине, а также из-за отличия размеров и зарядов их катионов от Si^{4+} и Al^{3+} бериллий и бор

Таблица 4

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ КИСЛЫХ МАГМ [Бацанов, 1962; Мамулов, 1961, и др.]

Элементы	Радиус иона, Å	Атомный объем	ΔH° образования окисла, *ккал/моль*	Электроотрицательность	Электронная поляризуемость в кристалле	Энергия кристаллической решетки (*ккал/моль*)		Температура плавления окисла, °С
						окисла	фторида	
Na	0,98	23,5	99,4	0,9	0,41	610,8	217	1275 (возг)
K	1,33	45,5	86,4	0,8	1,33	553,4	192	—
Li	0,68	13,0	142,4	1,0	0,03	692	246	1570
Rb	1,49	55,7	78,9	0,8	1,98	547,5	163	—
Cs	1,65	70,5	75,9	0,7	3,34	535,3	178	—
Be	0,34	4,8	146,0	1,5	—	1080	—	2550
B	0,20	4,6	302,0	2,0	—	—	—	450
Si	0,39	14,0	205,4	1,9	—	3108	—	1710
Al	0,57	9,6	399,09	1,5	—	3673	1416	2015
O	1,36	11,2	—	3,5	1,8	—	—	—
P^{5+}	0,35	17,2	720,0	2,1	—	—	—	563
Zr	0,82	14,0	258,2	1,5	—	—	2116	2680
Nb^{5+}	0,66	10,8	454,8	1,7	—	—	—	1512
Ta^{5+}	0,66	10,9	488,8	1,7	—	—	—	1470
Mo^{4+}	0,68	9,3	140,8	1,6	—	2953	2102	795
Mo^{6+}	—	—	180,33	—	—	—	—	—
MoS_2	—	—	55,5	—	—	—	—	—
W	0,65	9,5	200,84	2,0	—	—	—	1470

не входят в главные породообразующие магматические минералы, но способны связываться с легко поляризуемыми анионами кислорода (бор — в комплексные соединения) либо с простыми кремнекислородными и другими комплексами, с которыми бор и остается в виде легкоплавких соединений до конца магматического процесса. При отщеплении таких расплавов образуются боро- и бериллоносные минералы в пегматитах, контактово-метасоматических образованиях, грейзенах и жилах, иногда совместно с редкими щелочами, вольфрамом, фтором и др.

Многозарядные средние по размерам катионы Zr^{4+}, Nb^{5+}, Ta^{5+}, Mo^{4+}, W^{6+}, P^{5+} имеют близкое строение внешних электронных оболочек и по энергетическим свойствам достаточно сходны, хотя в этом отношении пока мало изучены. Кроме фосфора, остальные элементы на геохимической таблице расположены совместно в средней части поля редких элементов. По расчетам А. Е. Ферсмана (1937), все они обладают наиболее высокими энергетическими коэффициентами: от 7,85 для Zr^{4+} до 19,35 для W^{6+} (при 7,3 для кремния). Как наиболее сильные их катионы

часто совместно с Ti, Fe, Mn связываются с кислородом в комплексные анионы и из-за незначительных концентраций в исходных расплавах образуют акцессорные минералы и рассеиваются либо накапливаются в конечных дифференциатах и входят в состав минералов пегматитов, а при благоприятных условиях принимают участие в послемагматических образованиях. Более крупные размеры катионов этих элементов по сравнению с катионами кремния и бóльшие заряды по сравнению с зарядом алюминия, видимо, не дают им возможности входить изоморфно в породообразующие силикаты и алюмосиликаты, хотя все же отмечается повышенное содержание их в биотитах и калиевых полевых шпатах. Однако особенно характерны их примеси для акцессорных минералов.

Рудные элементы, связанные с кислыми магмами, объединяются с петрогенными элементами также по величинам энергий кристаллических решеток и значениям стандартных теплот образования окислов. Так, изменение энтальпии реакций образования окислов всех щелочных металлов в два-три раза ниже, чем для кремния и алюминия, а энтальпия образования окислов редких элементов обычно выше, чем кремния. Исключение составляет молибден, энтальпия окисла которого значительно ниже, чем кремнезема, и близка к энтальпии окислов ряда халькофильных элементов. Это обстоятельство, а также высокое сродство молибдена с серой, возможно, являются причиной того, что он, кроме месторождений, связанных с гранитами, нередок в месторождениях халькофильных элементов, например в медно-молибденовых.

По ряду химических и физических свойств к Zr, Nb, Ta, Mo и W близки и расположены совместно с ними на геохимической таблице уран и торий, главные концентрации которых, очевидно, также связаны с самостоятельной гранитной магмой.

Наряду с перечисленными элементами в генетической связи с кислыми гранитоидными интрузиями во многих районах находятся месторождения олова в пегматитах, грейзенах, миароловых гранитах и в кварцевых жилах с турмалином, топазом, слюдами и др. Олово оказывается, таким образом, характерным элементом как для основных, так и для кислых магм. Связано это, скорее всего, с его высоким сродством с кислородом, и (подобно свинцу) повышенным атомным объемом по сравнению с другими халькофильными элементами. Энергия кристаллической решетки касситерита (2810 *ккал/моль*) примерно в три раза превышает энергию решеток окислов большинства других халькофильных элементов (720—970 *ккал/моль*) и близка к энергии кристаллических решеток окислов кремния и алюминия (см. табл. 3). По этой причине олово соединялось с кислородом, вероятно, еще в ранние стадии эволюции земного вещества, и в процессах дифференциации проявляло тенденцию к накапливанию в кислых

расплавах, с чем связан повышенный кларк олова в кислых породах по сравнению с его кларком в основных и ультраосновных породах (см. табл. 2). Поскольку окись олова имеет очень высокую температуру плавления, его вынос из магматических расплавов, вероятно, происходит в виде каких-то иных соединений, в том числе со фтором — постоянным спутником олова во многих месторождениях.

На принадлежность олова к производным разных по составу магматических источников указывают его геохимические ассоциации в рудах. В сульфидно-касситеритовых месторождениях спутниками олова являются Fe, Pb, Cu, Zn, In, Sb, Ag, Mg (в хлоритах) и прочие элементы, характерные для основных магм, в то время как в грейзенах и кварц-касситеритовых жилах его сопровождают Be, W, Mo, Li, а, по данным Е. И. Доломановой, также Nb, Ta, Sc, Zr, Rb, Cs, т. е. характерные элементы кислых магм. В некоторых случаях связь с гранитоидными интрузиями отмечается, как указывалось, и для свинцовых месторождений.

Интересные данные о составе руд свинцово-цинковых месторождений, связанных генетически предположительно с базальтоидной или с гранитоидной магмами, опубликовал недавно Д. И. Горжевский (1967). Независимо от состава вмещающих пород руды месторождений, ассоциированных с самостоятельными малыми интрузивами основных и средних пород (Рудный Алтай, Закавказье, Северо-Восточный Казахстан, Бурятия, Тува и Салаир), отличаются значительным преобладанием цинка над свинцом и сульфидов железа над сульфидами свинца и цинка, содержат повышенные количества меди, золота и серебра. Руды месторождений, ассоциированных с массивами гранитоидов и дайками кислого и субщелочного составов (Кураминский хребет, Северный Кавказ, Джунгарский Алатау, Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан и др.), отличаются примерно равными содержаниями свинца и цинка, подчиненной ролью сульфидов железа, редко обогащены золотом и серебром и иногда содержат в качестве наиболее характерных примесей мышьяк и олово. Это подтверждает ранее высказанное мнение автора (Шипулин, 1957, 1965 и др.) о связи разных типов свинцово-цинковых так же, как оловянных и некоторых других месторождений то с гранитоидными, то с основными магмами.

Рудные месторождения, связанные с гранитной магмой, располагаются обычно в пределах самих рудоносных интрузивов гранитоидов либо в их непосредственных экзоконтактах и близки к ним по времени. Зоны крупных глубинных разломов и самостоятельные малые интрузивы основного состава для месторождений этой генетической серии нехарактерны.

Особенности размещения месторождений данной серии, состав их руд и высокие температуры образования, совпадающие в магматических пегматитах с температурой остаточного распла-

ва, позволяют предполагать, что формирование рудной минерализации происходит в основном в среде магматогенных водных растворов и других ювенильных летучих компонентов. С этим согласуются упоминавшиеся выше экспериментальные данные Н. И. Хитарова (1960) о преимущественном отделении воды от гранитного расплава при низких внешних давлениях и отмечаемые иногда постепенные переходы между аплитами или пегматитами и рудными жилами (Доломанова, 1959).

Разделение элементов на отдельные группы по принадлежности их к производным тех или иных магм носит, конечно, схематический характер. В каждой из этих групп различия между элементами иногда настолько значительны, что один и тот же элемент попадает в разные группы. Особенно это характерно для железа, но отмечалось также для олова, свинца и молибдена. Этот список, возможно, следует пополнить некоторыми другими элементами, в частности золотом, главные концентрации которого приурочены к рудам халькофильных элементов, но известны также кварцевые золоторудные жилы, связанные с гранитами. Последние, может быть, также часто представляют дифференциаты основной магмы, а не проявления самостоятельной гранитной магмы, связанной с очагами плавления сиалических толщ.

Об оруденении, связанном с ассимиляционным обогащением магматических расплавов

Значение ассимиляционных процессов для обогащения магмы различными компонентами боковых пород, направления последующей дифференциации и способности магмы к отделению рудообразующих веществ в общей форме отмечалось многими исследователями. Особенно большое внимание этим процессам уделил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, обосновавший синтектически-дистилляционно-ликвационную теорию дифференциации магмы (Левинсон-Лессинг, 1935). Ведущая роль ассимиляции в происхождении пегматитов так называемой линии скрещения и связанной с ними минерализации была обоснована А. Е. Ферсманом (1940). Большое значение явлений ассимиляции для образования оловорудных месторождений подчеркивал А. П. Никольский (1941), для образования скарнов вследствие обогащения послемагматических растворов углекислотой и кальцием — К. А. Власов (1940), А. А. Сауков (1960) и др.

Специально вопросам ассимиляционной металлогенической специализации магм посвятил ряд работ Х. М. Абдуллаев (1954), указавший на образование некоторых скарновых магнетитовых месторождений Средней Азии в результате ассимиляционного поглощения железа гранитной магмой из эффузивов. В соответствии с характером поглощенных пород Х. М. Абдуллаев выделил карбонатную, алюмосиликатную и железомагнезиальную

1708

ассимиляции, каждая из которых имеет свои особенности послемагматических проявлений. Оценивая значение ассимиляционных процессов, Х. М. Абдуллаев отмечал поглощение магмой в основном пород верхних структурных этажей. Кажется, однако, вероятным, что гораздо большее значение в этом отношении имеют толщи, пересекаемые интрузиями на более глубоких горизонтах. Анализ условий внедрения и становления гипабиссальных гранитоидных интрузий (Шипулин, 1968_2) позволяет предполагать, что в большинстве случаев подъем интрузий на всем пути сопровождается замещением перекрывающих пород и осуществляется благодаря конвекционному перемешиванию расплава с отводом несколько охлажденных его частей с захваченным веществом боковых пород вдоль стенок интрузий вниз и подъемом вдоль их центральных частей новых, более нагретых порций расплава. Происходят перемешивание, гомогенизация расплава во всем объеме интрузии; причем наибольшую степень гомогенизации претерпевает вещество, захваченное раньше. При таком механизме достаточно просто решается проблема пространства, занимаемого гранитными интрузиями, и находит объяснение обычная независимость состава интрузивных и боковых пород в местах их соприкосновения в видимых частях разрезов. Вместе с тем это указывает на возможность ассимиляционного обогащения гранитоидных интрузий породами всего геологического разреза, а не только образованиями, примыкающими к кровле массивов.

Интересный пример вероятности ассимиляционной специализации интрузий привел В. И. Рехарский (1965), детально изучивший с использованием большого числа образцов распределение молибдена, урана и меди в интрузивных, эффузивных и осадочных породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Установлено, что содержание указанных элементов в интрузивных породах более высокое, чем в сходных по составу эффузивных; наиболее высоко оно в тех интрузивных комплексах, образованию которых предшествовало накопление осадочных толщ с повышенными содержаниями тех же рудных элементов.

Генетическая связь некоторых типов золоторудной минерализации с гранитоидами, ассимилировавшими золотоносные отложения, была отмечена Ю. Г. Щербаковым (1966), который использовал частные кларки золота в различных осадочных и изверженных породах.

По имеющимся данным пока трудно сказать, какие типы минерализации можно уверенно считать связанными с ассимиляционными процессами. Предположительно сюда следует отнести образования, необычные для данных интрузивных комплексов: рудопроявления платиноидов или ассоциации элементов группы железа и халькофильных элементов в связи с гранитами, зоны сульфидизации гранитов около их контактов с вмещающими по-

родами и ксенолитами, а также сульфиды халькофильных элементов (меди, свинца, цинка) в дайках аплитов и пегматитов. В некоторых случаях совместно с сульфидами здесь развиты акцессорные минералы гранитов; так, например, в кварц-серицитовых жилках с пиритом и галенитом в гранитах массива Красная Скала в Приморье (Шипулин, 1957) установлен циркон, характерный для самих гранитов.

В общем оруденение, связанное с ассимиляционным обогащением магматических расплавов, изучено пока недостаточно, и его характерные признаки не выявлены. Одной из его особенностей, по-видимому, является относительно простой минеральный и химический состав, связанный с «самоочисткой» рудного вещества при его переотложении. В то же время в рудах могут совместно присутствовать разнородные компоненты, связанные со смешением рудообразующих веществ, поступающих из разных источников. Вряд ли такие руды образуют крупные скопления.

Оруденение, связанное с извлечением компонентов из рудовмещающих толщ

Вовлечению компонентов рудовмещающих пород и минерализованных подземных вод в процессы рудообразования также посвящена обширная литература. Причем важное, а нередко исключительное значение придавалось то одним, то другим факторам и процессам, в том числе подземным водам, первично минерализованным или приобретающим минерализацию во время циркуляции по трещинам в горных породах; вовлечению в рудообразование вещества горных пород под действием ювенильных растворов или расплавов; переотложению ранее образованных рудных скоплений в результате их динамо-термального метаморфизма («регенерированные» месторождения); совместному участию в мобилизации рудного вещества подземных вод и скоплений нефти и газа и т. д.

В последние годы, благодаря применению новых методов исследования, особенно изотопного анализа, определения абсолютного возраста и других, в некоторых случаях получены убедительные данные, доказывающие участие в типичном эндогенном рудообразовании компонентов более древних осадочных пород или месторождений. Так, А. И. Тугаринов (1963), решительно отвергая возможность формирования урановой и свинцовой минерализации за счет рудообразующего флюида, отщепленного от магматической системы, на примере саксонских месторождений отметил, что граниты, считавшиеся ураноносными, по данным абсолютного возраста, на 150 млн. лет древнее оруденения. По данным того же автора, в месторождениях Колорадо урановое оруденение на 170—200 млн. лет моложе осадков, содержащих повышенные концентрации урана, и образовано путем пере-

отложения рудного вещества во время ларамийской фазы складчатости и магматизма. А. И. Тугаринов приводит также примеры по Азии, указывающие на образование ряда промышленных месторождений редких металлов, свинца и других элементов в результате мобилизации и концентрации рудообразующих компонентов вмещающих осадочных толщ под влиянием молодых гранитоидных интрузий. Это подтверждается одинаковым и более древним абсолютным возрастом оруденения и рассеянной минерализации в осадочных породах, которые отличаются от более молодого возраста интрузий.

Вывод автора о заимствовании металлов при формировании перечисленных месторождений из вмещающих пород кажется убедительным, но заключение о формировании гидротермальных рудных провинций вообще только за счет мобилизации рудных веществ осадочных толщ нельзя признать правильным. Этому противоречит ряд данных, в том числе преобладающая связь определенных типов минерализации с определенными петрографическими типами интрузивных пород, наличие геохимических корреляций между оруденением и рудоносными интрузиями, далеко не всегда выраженные метасоматические преобразования рудовмещающих толщ, с которыми можно было бы связать процессы мобилизации рудного вещества, частое отсутствие в исходных боковых породах достаточного количества рудных компонентов и т. д. Неизученность самих процессов мобилизации компонентов вмещающих толщ с физико-химической стороны также не позволяет говорить о масштабах и условиях проявления этих процессов, а следовательно и о распространенности их продуктов. Скорее всего, такие явления мобилизации рудного вещества в их чистом виде среди других рудообразующих процессов занимают довольно скромное место.

По общему признанию, к числу образований, бесспорно связанных с мобилизацией и перекристаллизацией вещества вмещающих пород, относятся жилы альпийского типа, сходные по строению, а иногда и по составу с типичными гидротермальными рудными жилами. Альпийские жилы формируются при региональном метаморфизме пород в условиях направленного давления. Их минеральный состав полностью зависит от химического состава вмещающих пород (Бетехтин, 1953).

Если мобилизация вещества рудовмещающих пород редко является единственным фактором рудообразования, то участие в формировании гидротермальных, особенно сульфидных месторождений наряду с эндогенными некоторых компонентов рудовмещающих пород и особенно насыщавших их минерализованных поровых водных растворов, по-видимому, является практически универсальным. Механизм процессов взаимодействия эндогенных и экзогенных компонентов рассмотрен на ряде примеров автором (Шипулин, 1963).

Роль эндогенных (магматогенных) и экзогенных компонентов в формировании месторождений разных типов различна. В общем случае состав и строение рудных тел, состав минерализованных подземных вод и степень растворимости в воде различных минеральных веществ дают основание предполагать, что ювенильными существенно водными растворами привносятся в основном различные металлы, галоиды, водород, а экзогенные водные растворы доставляют серу (в подземных водах часто преобладают сульфатные соединения), щелочные металлы, иногда железо, кальций и др.

Примером влияния на рудообразование различных эндогенных и экзогенных факторов является Дашкесанское рудное поле в Закавказье, геологическое строение которого детально изучалось многими исследователями, в том числе М. А. Кашкаем (1965) и др. Вопросы петрологии и условия образования месторождений рассмотрены в работе автора (Шипулин, 1968_1).

В строении Дашкесанского рудного поля принимают участие морские вулканогенно-осадочные породы средне-верхнеюрского возраста, состоящие из горизонтов туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, известняков и покровных толщ основных эффузивов. Породы смяты в пологую синклинальную складку с падением крыльев около 8—12°. К ядерной части складки приурочена серия нижнемеловых гипабиссальных интрузий, внедрившихся в последовательности: 1) габброиды, 2) гранодиориты, 3) аплитовидные граниты и граносиениты, 4) самостоятельные малые интрузии (дайки диабазов и порфиритов, пироксеновых, роговообманковых и плагиоклазовых). В рудном поле известно несколько скарновых месторождений магнетита, жильные и вкрапленные рудные тела сульфидов и сульфоарсенидов с кобальтом и пластовое тело алунитов с вкрапленностью гематита.

Пластообразные скарновые железорудные тела образованы путем метасоматического замещения горизонтов туфогенных пород с примесью карбонатного материала, отличавшихся первоначально высокой пористостью (эффективная пористость достигала 12%). Известняки и алюмосиликатные породы во время рудообразования оставались инертными. Скарновые моложе интрузий всех четырех фаз и обнаруживают зависимость в размещении от литологического состава вмещающих пород, контактовых ореолов интрузий и зон крутопадающих тектонических нарушений, в которых вместе с ними залегают дорудные дайки диабазов и порфиритов.

Выявляется генетическая связь скарново-рудных тел с глубоко расположенным очагом основной магмы, дифференциатами которой явились также дорудные самостоятельные малые интрузии. Образование скарново-рудных залежей происходило в среде ювенильных растворов, насыщенных в соответствии с последовательностью кристаллизаций на глубине остаточного распла-

ва сначала петрогенными компонентами, вызывавшими скарнообразование, а затем железом (рудоотложение).

Во время скарнообразования из зон скарнирования было вынесено значительное количество щелочей и глинозема, которые, по-видимому, вошли в состав алунитов. Залежь последних располагается в той же толще туфогенных пород и находится на фланге скарново-магнетитовых залежей на большем по сравнению с ними удалении от интрузивов. Фациальный состав алунитизированных пород указывает на первоначальную насыщенность их погребенными морскими водами, сыгравшими важную роль в формировании алунитов. Участие в алунитообразовании сульфатов морского происхождения подтверждено данными об изотопном составе серы алунитов (Шипулин, Виноградов, 1967; Шипулин, 1968_1).

Во время алунитизации туфов происходил вынос кремнезема, окислов магния и кальция, которые отложились в зонах окварцевания, хлоритизации и пр. около залежи алунитов. Часть железа была вынесена, часть осталась на месте и вошла в состав гематита, густо рассеянного в алунитах и по периферии их залежи.

Характерно разделение в пространстве хлорсодержащих минералов (дашкесанит, скаполиты), сконцентрированных в скарнах и околоскарновых породах вблизи интрузий и сульфатов, размещенных в удалении от интрузий (алуниты). Разделение тяжелого сульфат-иона и легкого хлор-иона хорошо объясняется механизмом термической диффузии компонентов в погребенных морских водах в температурном поле интрузий.

Кобальтсодержащие сульфиды и сульфоарсениды приурочены к жилам, вкрапленным зонам и залежам в скарнах, дайках диабазов и околоскарновых породах. Сульфидная минерализация наложена на скарны и еще более отчетливо, чем скарны, контролируется зонами тектонических нарушений. Сера сульфидов по изотопному составу близка к сере метеоритов и основных изверженных пород, что подтверждает принадлежность сульфидной минерализации к производным глубинного очага основной магмы. Это согласуется с данными о распределении в рудах селена, содержание которого в кобальтсодержащих сульфидах с магматогенной серой всюду составляет тысячные доли процента, а в алунитах — не более стотысячных долей процента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В формировании эндогенного оруденения участвуют рудообразующие компоненты, происходящие из различных источников.

Полностью первично-магматическими являются источники собственно магматических месторождений хрома, титана, железа, платиноидов, а также металлов сульфидных медно-никеле-

вых месторождений, хотя в последних в некоторых случаях уже содержится часть серы, заимствованной из пересекаемых интрузиями осадочных толщ. Геохимические особенности названных элементов позволяют им накапливаться в магнезиально-железистых основных магмах.

К послемагматическим производным первичных гранитоидных и субщелочных магм принадлежат месторождения молибдена, вольфрама, ниобия, тантала, редких земель, циркония, бериллия, бора, редких щелочей и ряда других элементов. Геохимические особенности этих металлов обусловливают сходство их поведения в магматическом расплаве с поведением главных породообразующих элементов кислых магм, с чем и связано накопление их в дифференциатах таких магм. Их месторождения генетически связаны с конкретными плутонами гранитоидных и щелочных пород; при этом их магматический контроль доминирует и магматогенные компоненты в составе руд преобладают.

К послемагматическим производным глубинных, реже гипабиссальных очагов основной магмы относятся полиметаллические свинцово-цинковые, сульфидно-касситеритовые, колчеданные и другие гидротермальные сульфидные месторождения халькофильных элементов, постоянно ассоциированные с самостоятельными малыми интрузиями и зонами глубинных разломов. При образовании таких месторождений активная роль принадлежит также вмещающим породам и насыщавшим их минерализованным подземным водам, которые поставляют в зоны рудоотложения серу, иногда железо, кальций, щелочи и пр. На таких месторождениях с разными источниками отчетливо проявляется как магматический, так и структурно-литологический контроль.

По-видимому, имеется группа месторождений, образовавшихся путем захвата и переотложения магматическим расплавом рудных компонентов разнообразных вмещающих пород, ассимилированных магмой по пути ее продвижения в верхние этажи. В таких месторождениях связь определенных типов оруденения с определенными петрографическими типами интрузивных пород отсутствует, а расшифровка условий образования руд сложна и мало изучена.

В некоторых случаях образование месторождений и рудопроявлений связано с мобилизацией и переотложением рудного вещества более древних месторождений или рассеянного оруденения в древних боковых породах под влиянием интрузивных тел и регионального метаморфизма.

При формировании послемагматических месторождений наиболее типично участие в рудообразовании как магматогенных, так и экзогенных компонентов, что обосновывается геологической позицией оруденения, геохимическими особенностями руд и изотопным составом их серы.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.

Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Химия земной коры», т. 1, 1963.

Бацанов С. С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд-во АН СССР, 1959.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—Ni—S—O. Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота.— Избр. труды, т. II, 1959.

Богацкий В. В. О закономерностях размещения концентраций титана и особенностях его металлогении на примере Красноярского края.—В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Бородаевская М. Б. Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР.— Труды II Всес. петрогр. сов., Госгеолтехиздат, 1960.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.— Геохимия, 1966, № 1.

Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко Ю. А. Отношения изотопов S^{32}/S^{34} в сульфидах.— Геохимия, 1956, № 4.

Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы.— В сб. «Очерки геохимии экзогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.

Власов К. А. О роли известняков в процессе образования рудных месторождений скарнового типа.— Докл. АН СССР, 1940, **26**, № 3.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.

Горжевский Д. И. Принципы промышленно-генетической группировки свинцово-цинковых месторождений СССР.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23.

Есин О. А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты.— Изв. АН СССР, серия химич., 1948, № 6.

Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— Успехи химии, 1957, **26**, вып. 12.

Есин О. А., Гельд П. В. Структурные особенности стеклообразных и жидких силикатов.— В сб. «Строение стекла». Изд-во АН СССР, 1965.

Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Изд-во «Недра», 1965.

Кузнецов В. А. Некоторые вопросы геологии ртутных месторождений Тувы и закономерности их размещения. Изд-во СО АН СССР, 1960.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 4-е. ОНТИ, 1935.

Мамулов С. А. Способы вычисления энергии решеток кристаллов.— Труды Вост. н.-и. горно-рудн. Сиб. металлург. ин-та, 1961, вып. 2.
Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы.— Сов. геология, 1941, № 4.
Оболенский А. А. Ртутная рудная формация.— В сб. «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1966.
Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Распределение изотопов серы и вопросы рудообразования. Изд-во «Наука», 1967.
Погодин Ю. В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски.— Сов. геология, 1956, № 5.
Погодин Ю. В. Медная, свинцовая и полиметаллическая минерализация юга Сибирской платформы.— Труды Сов. по геол. строению и мин. ресурсам Сибирской платформы. Иркутск, 1959.
Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.
Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере Юго-Западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм.— В сб. «Химия земной коры», т. II. Изд-во «Наука», 1964.
Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В сб. «Химия земной коры», т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. III. ОНТИ, 1937.
Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. 3-е. Изд-во АН СССР, 1940.
Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7.
Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений.— Труды Горно-геол. ин-та. Новосибирск, 1947.
Шипулин Ф. К. Третичные граинтоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.
Шипулин Ф. К. Соотношения интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 9.
Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В сб. «Критерии связи оруденения с магматизмом». Изд-во «Недра», 1965.
Шипулин Ф. К. 1. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Изд-во «Наука», 1968.
Шипулин Ф. К. 2. Об энергии интрузивных процессов.— В сборнике, посвященном 60-летию академика В. С. Соболева. Изд-во «Наука», 1968.
Шипулин Ф. К., Виноградов В. И. Изотопы серы в рудах Дашкесана.— В сб. «Изотопы серы в гидротермальных месторождениях». Изд-во «Наука», 1967.
Ault W. U., Kulp J. L. Sulfur Isotopes and ore deposits.— Econ. Geol., 1960, **55**, № 1.
Handbook of Physical Constants. Ed. S. P. Clark.— Geol. Soc. Amer., 1966.
Thomson J. E. Geology of the Sudbury basin.— Ontario dept. of Mines., 1957, **65**.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

В. И. ВИНОГРАДОВ

ОБЩИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕЗИСА РУД ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

При выяснении источника вещества, участвующего в процессе рудообразования, широко применяются изотопные измерения. Использование их для генетических построений предполагает соблюдение по крайней мере следующих условий.

1. Исследуемый элемент должен обнаруживать измеримые вариации изотопного состава. Такие вариации устанавливаются далеко не во всех случаях. В частности, стабильные изотопы основных рудных элементов не показывают в ходе геологических процессов перераспределения, которое можно было бы уверенно фиксировать при современном уровне измерительной техники. Надежды на его резкое повышение в ближайшие годы нельзя считать оправданными. Практически изотопные исследования охватывают небольшой круг элементов начала периодической системы. Из них наиболее изучены H, C, O и S. Небольшие вариации установлены в изотопном составе B, Mg, Ca; но их изучение находится в начальной стадии. Из тяжелых элементов только свинец обнаруживает большие сдвиги в изотопных отношениях.

2. Известны или постулированы основные причины, которые приводят к разделению изотопов в природной обстановке. Как известно, только в отношении свинца можно определенно сказать, что единственной причиной его изотопных вариаций является смешение в различных пропорциях радиогенных свинцов — продуктов радиоактивного распада U и Th. Для других элементов такая определенность отсутствует. Изотопное фракционирование может быть вызвано несколькими процессами, и не всегда легко установить, какой из них проявился в конкретном случае. С большой долей вероятности можно постулировать только следующее положение: в подкоровых частях земли какие-либо иные, кроме радиоактивного распада, процессы разделения изотопов отсутствуют. Поэтому в глубинных оболочках Земли элементы характеризуются гомогенным изотопным составом. Принятие такого допущения приводит к двум важным выво-

дам: а) существует и может быть использован для генетических построений специфический изотопный состав элементов, характерный для подкоровых зон Земли (назовем этот состав исходным или первичным); б) всякое отличие изотопного состава элемента от исходного связано с геологическими процессами, происходящими в земной коре при умеренных или низких температурах.

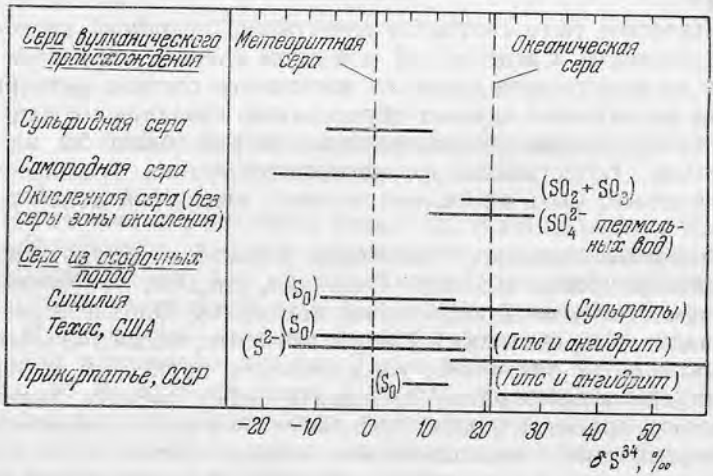
3. Известен (или считается известным) исходный изотопный состав элемента. Сведения об исходном составе элементов черпаются из результатов изучения изотопного состава метеоритов, а также из изучения земных образований, связанных с наиболее глубинными зонами Земли, которые можно было бы назвать реперными. Естественно, что выделение таких геологических реперов может быть проведено только с некоторой долей условности.

Соблюдение даже всех указанных условий не всегда гарантирует однозначность выводов. Очевидно, средний изотопный состав элементов земной коры равен исходному. Вполне естественно ожидать, что изотопный состав элемента, подверженный изменению в ходе различных геологических процессов, в земной коре может неоднократно проходить через среднее значение. Кроме того, при интеграции вещества земной коры, например при гранитизации или переплавлении пород, может происходить усреднение изотопного состава элементов и приближение его к исходному. Поэтому равенство изотопного состава элементов его исходному значению — не однозначный критерий глубинности источников элементов. В противоположность этому отличие изотопного состава элементов от значения, принимаемого за исходное, часто служит неопровержимым доказательством «корового» происхождения элемента. Оценка роли глубинных источников в земных образованиях по изотопным данным не может быть произведена строго. Обратимся к примерам.

Не вызывает сомнений, что лава современных вулканов зарождается в мантии. Вполне естественным было бы считать, что вулканические газовыделения также происходят из мантии, являясь продуктами ее дегазации. Детальные изотопные исследования, однако, сильно поколебали это мнение. Изучение изотопного состава водорода и кислорода показало, что вулканические воды почти нацело состоят из метеорных вод (White, 1957). Примесь глубинной воды в количестве не более нескольких процентов не исключена, хотя и не может быть доказана изотопными методами.

Изотопный состав серы вулканических газов также может трактоваться с позиций ее «корового», а не «мантийного» происхождения (Виноградов, 1966). На фиг. 1 показан изотопный состав серы вулканических газов и ее минералов из осадочной оболочки Земли. Полная аналогия вариаций изотопного состава

серы совершенно различных геологических образований говорит либо о захвате лавой серы осадочных толщ, либо о том, что совершенно разные геологические процессы характеризуются сходными условиями ее изотопного фракционирования. Принятие последнего предположения неизбежно приведет к заключению



Фиг. 1. Изотопный состав вулканической серы и серы осадочных пород

о полной невозможности генетических выводов по изотопному составу серы.

Изучение изотопного состава вулканогенного аргона приводит к выводу, что его источником является атмосфера (Виноградов, Гриненко, 1966). Такой же вывод сделан при изучении редких компонентов в газах термальных вод Иеллоустонского парка (Mazor, Wasserburg, 1965). Таким образом, понятие «вулканогенный» не включает в себя представления об истинном источнике вещества ряда элементов.

До проведения изотопных исследований крупнейшие месторождения медно-никелевых руд районов Садбери в Канаде и Норильска в СССР относились большинством исследователей к наиболее глубинным, а источником рудного вещества считались подкоровые очаги (но находились и противники подобных взглядов). Детальное изучение изотопного состава серы в породах и рудах бассейна Садбери показало, что изотопные данные не противоречат представлениям о подкоровом источнике серы сульфидных руд (Thode et al., 1962). Но изотопный состав свинца, рассеянного в рудах Садбери, может быть объяснен лишь исходя из существования по крайней мере двух различных источников.

Одна из концепций, удовлетворяющая изотопным данным, предусматривает следующие стадии процесса (Рассел и др., 1964):

1. Первый этап свинцовой минерализации — отделение свинца, вероятно, из мантии (примерно 2 млрд. лет).

2. Формирование U—Th минерализации (примерно 1,5 млрд. лет) и накопление радиогенных изотопов свинца.

3. Второй этап свинцовой минерализации (1 млрд. лет) — смешение первичного и радиогенного свинцов.

Для норильских медно-никелевых месторождений, по изотопным данным (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966), устанавливается заимствование сульфидной (и сульфатной) серы из вмещающих пород. Это же отмечается и для некоторых других Cu—Ni месторождений (Naldrett, 1966). Приведенные данные показывают, что даже в таких рудах, которые, казалось бы, связаны с наиболее глубинными источниками вещества, с помощью изотопных методов четко устанавливаются признаки заимствования вещества земной коры. В тех случаях, когда такие признаки явно не определяются, роль земной коры как источника вещества магматических сульфидных руд не исключается.

Еще отчетливее участие «корового» вещества выявляется с помощью изотопных данных при изучении гидротермальных и эпигенетических осадочных руд. Наиболее разработанными оказываются способы интерпретации изотопных анализов серы и свинца и в меньшей степени углерода.

ИСТОЧНИКИ СЕРЫ

Недавно этот вопрос был подробно рассмотрен на примере большой серии месторождений (см. «Изотопы серы и вопросы рудообразования», 1967). Здесь мы кратко остановимся только на некоторых положениях, которые могут быть основой интерпретации изотопных данных.

1. Изотопный состав метеоритной серы строго постоянен и, по-видимому, соответствует среднего изотопному составу серы Земли. Подсчет среднего состава серы земной коры дает близкие к метеоритному значения S^{32}/S^{34}.

2. Высокотемпературные магматические процессы не приводят к изотопному фракционированию изотопов серы. Наоборот, они, скорее, способствуют усреднению (гомогенизации) изотопного состава серы.

3. Единственным способом существенного разделения изотопов серы в природе является перераспределение ее изотопов между окисленными и восстановленными формами. Достоверно установлено, что окисление сульфидов не сопровождается изотопным фракционированием, наоборот, восстановление серы сульфатов является мощным природным фактором разделения ее

изотопов. Восстановление серы может происходить бактериальным или неорганическим путем. Восстановленные формы серы относительно обогащаются легким изотопом; сера остающегося сульфата утяжеляется.

4. Изотопный состав серы океанического сульфата замечательно однороден и резко сдвинут в сторону обогащения тяжелым изотопом по сравнению с серой метеоритов. Утяжеление сульфата характерно для океанов, начиная по крайней мере с раннего палеозоя; оно обязано постоянно и равномерно действующему бактериальному восстановлению сульфатов в донных илах. Средняя величина утяжеления 2% при колебаниях во времени от 1 до 2,5%.

5. Избыточная легкая сера, уравновешивающая накопление тяжелого изотопа в океанических сульфатах, заключена в сульфидах осадочных пород.

Если принять эти достаточно обоснованные положения, то нетрудно оценить генетическое значение измеряемых изотопных отношений. Впервые четкая оценка изотопных данных была сформулирована в 1956 г. Калпом с соавторами в виде следующих формулировок (Kulp et al., 1956):

а. Равенство изотопных отношений серы образца и метеоритного троилита указывает либо на подкоровое происхождение серы образца, либо на хорошую гомогенизацию ее изотопов в достаточно большом объеме пород земной коры.

б. Обогащение сульфидных руд тяжелым изотопом серы служит доказательством заимствования серы из сульфатов океанического происхождения.

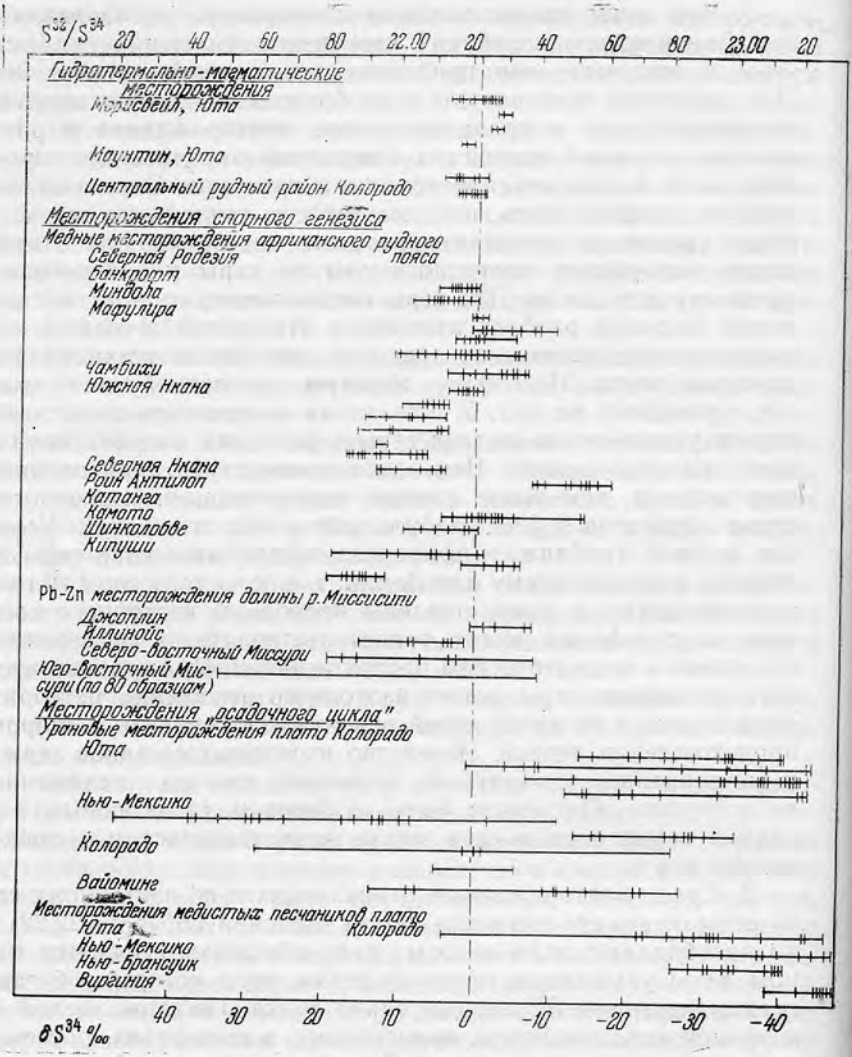
в. Обогащение сульфидных руд легким изотопом серы позволяет считать ее источником осадочные сульфиды.

Указанные положения кажутся сегодня безусловно верными при глобальном рассмотрении вопроса; но в конкретных случаях выводы редко могут быть определенными. Известны случаи, когда в осадочных сульфидах накапливается преимущественно тяжелый изотоп серы, и нередко изотопный состав серы осадочных сульфидов приближается к метеоритному. С другой стороны, восстановление утяжеленной серы океанических сульфатов в гидротермальных условиях может сопровождаться изотопным фракционированием; причем изотопный состав сульфидной серы будет сдвигаться в сторону облегчения с приближением к сере метеоритов и даже некоторого обогащения по сравнению с ней легким изотопом. Причиной совпадения изотопного состава серы руд и серы метеоритов может быть как ее происхождение из глубинных источников, так и из земной коры. Поэтому к интерпретации совпадающих значений следует подходить очень осторожно.

Многочисленные данные по изотопному составу серы сульфидных руд позволяют подойти к нескольким важным обобщениям.

1. Чем выше предполагаемая температура образования руд, тем у́же пределы колебаний изотопных отношений сульфидной серы и тем чаще они приближаются к среднему для Земли. При снижении температуры рудообразования разброс изотопных отношений серы в пределах одного месторождения и разброс средних значений изотопных отношений в разных месторождениях данной генетической группы возрастают. Эту зависимость следует рассматривать лишь как общую тенденцию, так как нередки средне- и низкотемпературные месторождения с небольшими вариациями изотопного состава серы и равенством его среднему для Земли. Для серы высокотемпературных месторождений большой разброс изотопных отношений необычен, но их существенное отличие от среднего для Земли устанавливается довольно часто. Некоторые примеры, иллюстрирующие сказанное, приведены на фиг. 2. Указанная зависимость может объясняться усреднением состава серы в условиях высокотемпературного рудообразования. Чем выше температура образования месторождения, тем выше степень гомогенизации изотопного состава элементов и у́же разброс изотопных отношений. Усреднение должно приближать в пределе изотопный состав серы сульфидных руд к среднему для Земли, т. е. к составу серы метеоритного троилита, а узкие пределы колебаний изотопного состава серы в сульфидах могут свидетельствовать о ее гомогенном источнике и магматическом происхождении. При отличии изотопного отношения серы руд от изотопного отношения метеоритной серы можно с большой долей вероятности говорить о «коровом» происхождении первой. Равенство изотопных составов серы руд и метеоритного троилита не позволяет сделать заключение об ее источнике. Он может быть глубинным (подкоровым); но с равной вероятностью сера могла заимствоваться и в пределах земной коры.

2. Среди месторождений, отличающихся по изотопному составу серы от его среднего для Земли значения ($S^{32}/S^{34}=22{,}22$) резко преобладают те, в которых сера обогащена тяжелым изотопом S^{34}. Сульфидные месторождения, сера которых обогащена легким изотопом S^{32}, относительно редки. Избыток легкой серы в земной коре заключен, по-видимому, в сульфидах, рассеянных в толщах осадочных пород. Тот факт, что сульфидные руды редко содержат избыток легкой серы, указывает, что сульфидная сера осадочных пород не принимает активного участия в гидротермальном (и магматическом) рудообразовании. Это обстоятельство может объясняться трудностью мобилизации серы осадочных сульфидов, основная масса которых, видимо, прочно «запечатана» в толщах глинистых пород. Кроме того, осадочные сульфиды редко образуют значительные концентрации, и для образования гидротермальных сульфидов обогащенных легкой серой руд требуется ее мобилизация и концентрирование из боль-



Фиг. 2. Изотопный состав серы сульфидов некоторых месторождений в зависимости от предполагаемой температуры их образования

шого объема осадочных пород; это обстоятельство, видимо, неблагоприятно для широкого участия осадочной сульфидной серы в процессах образования магматогенных руд.

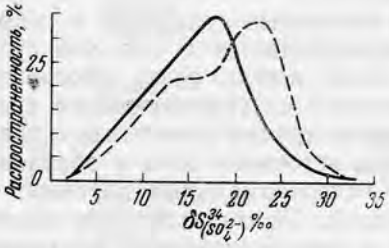
Наоборот, широкое участие тяжелой серы в образовании сульфидных руд говорит о вовлечении в гидротермальное рудообразование значительных количеств сульфатной серы осадочных пород. Такая сера может быть легко мобилизована термаль-

ными водами, даже если она находится в рассеянном состоянии, например в поровых растворах глинистых осадков. Кроме того, морские (лагунные) сульфатные отложения (гипсы, ангидриты) часто образуют значительные скопления, и вероятность того, что они окажутся в зоне развития магматических или гидротермальных процессов, достаточно велика. Высокотемпературное восстановление тяжелых морских сульфатов приведет к образованию сульфидной серы, обогащенной легким изотопом по отношению к сере исходного сульфата, но в той или иной степени утяжеленной по сравнению с серой метеоритов.

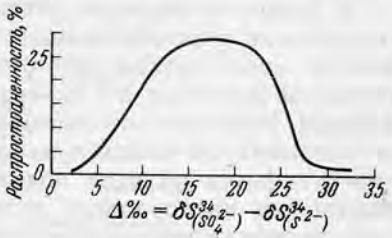
3. Вывод о широком участии осадочных сульфатов в гидротермальном рудообразовании подтверждается и тем, что сульфатная сера рудных месторождений всегда резко обогащена тяжелым изотопом S^{34} по сравнению с сосуществующими сульфидами. Уже одно это обстоятельство трудно совместить с представлениями об общем сульфидном источнике серы и образовании сульфатов по мере подъема гидротермальных растворов и повышения кислородного потенциала. Приходится либо допускать происхождение сульфидной и сульфатной серы растворов из разных источников, либо считать сульфатную серу исходной. Изотопные данные больше согласуются со вторым предположением. На фиг. 3 суммированы опубликованные данные по изотопному составу сульфатной серы рудных месторождений; использовано более 100 анализов. На вариационных кривых выделяется четкий максимум значений δS^{34}, соответствующих утяжелению изотопного состава сульфатной серы в среднем на 2%. Преобладающее количество значений укладывается в пределы 1—3%. Максимум δS^{34} в точности соответствует среднему составу серы океанического сульфата, а пределы колебаний — изменению изотопного состава океанического сульфата в геологическое время.

Восстановление сульфатов сопровождается изотопным фракционированием с преимущественным накоплением легкого изотопа в возникающем сульфиде. На фиг. 4 показана вариационная кривая, отражающая различия в изотопном составе серы сосуществующих сульфидов и сульфатов. Для ее построения использованы данные по изотопному составу серы сульфатов и сульфидов, находящихся в непосредственном срастании друг с другом. Величина Δ характеризует разницу в изотопном составе серы (δS^{34}) сульфата и сульфида. Плавный ход вариационной кривой с явно выраженной областью преимущественных значений Δ указывает на определенную зависимость в изотопном составе сосуществующих минералов. Обнаружение такой зависимости было бы мало вероятным в случае различных независимых источников сульфатной и сульфидной серы. Преобладающее различие в составе серы сульфатов и сульфидов — 15% — хорошо согласуется с лабораторными экспериментами по определению коэффициента фракционирования при восстановлении сульфатов.

На фиг. 5 суммированы данные, которые легли в основу построения вариационных кривых фиг. 3 и 4. На графике по оси абсцисс отложены значения δS^{34} в гипогенных сульфатах, а по оси ординат — значения в сульфидах. Кружками показано положение конкретных сульфат-сульфидных пар. Случай единичного определения изотопного состава серы сульфата с месторождения и нескольких определений состава сульфидной серы отражается вертикальной пунктирной линией. Обратное соотношение выражается горизонтальным пунктиром. Прямоугольники



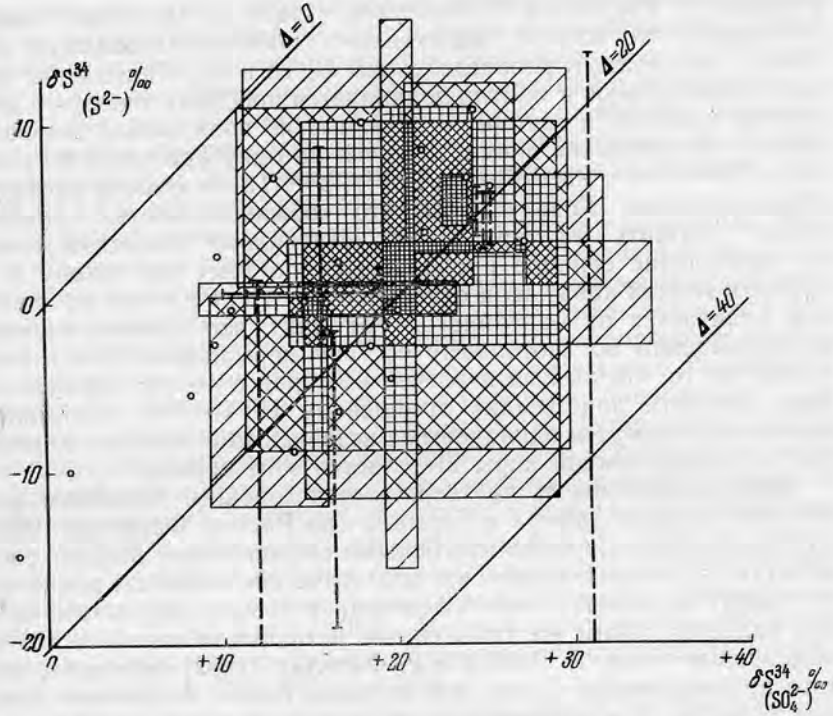
Фиг. 3. Вариационные кривые распределения изотопов серы в гипогенных сульфатах. Сплошная линия построена по данным для отдельных образцов, пунктирная — по средним значениям изотопного состава серы сульфатов для отдельных месторождений



Фиг. 4. Вариационная кривая, показывающая различие в изотопном составе серы сосуществующих сульфатов и сульфидов

характеризуют пределы колебаний изотопных отношений серы в сульфидах и сульфатах отдельных месторождений. Степень перекрытия полей прямоугольников, соответствующая совпадению величин изотопных отношений в минералах различных месторождений, отражается густой штриховкой. Самые темные участки соответствуют наиболее обычным изотопным отношениям сульфидной и сульфатной серы. Наклонные линии на графике соответствуют различиям в изотопном составе серы сосуществующих сульфатов и сульфидов соответственно в 20 и 40‰. На графике четко видна тенденция сохранять определенное различие в составе серы сосуществующих сульфидов и сульфатов; причем это различие практически не зависит от абсолютных значений изотопных отношений. Это убедительный довод в пользу сульфатного источника сульфидной серы.

Итак, анализ данных по изотопному составу серы приводит к выводу о широком участии в гидротермальном и магматическом рудообразовании «коровой» серы. По-видимому, главным источником серы сульфидных руд являются сульфаты океанического происхождения. По изотопным данным нельзя однозначно решить вопрос о степени участия в рудообразовании подкоровой (ювенильной) серы. В большинстве случаев оно, видимо, неве-



Фиг. 5. График взаимоотношений изотопного состава серы в сосуществующих сульфидах и сульфатах (объяснения — в тексте)

лико. Выводы, к которым автор пришел на основании личных наблюдений, частично подтверждаются и при изучении изотопов других элементов. Ниже сделана попытка очень кратко рассмотреть некоторые аспекты геохимии изотопов свинца и углерода.

ИСТОЧНИКИ СВИНЦА

Как известно, свинец состоит из четырех стабильных изотопов: Pb^{204}, Pb^{206}, Pb^{207} и Pb^{208}. Три последних — продукты распада — U^{238}, U^{235} и Th^{232}. Всякий природный свинец представляет собою смесь некоего первичного свинца, образованного в ходе ядерного синтеза элементов в какой-то период развития солнечной системы, и радиогенных свинцов — продуктов распада U и Th. Интерпретация изотопных данных предполагает принятие модели, согласующейся с физическим процессом накопления радиогенных свинцов в Земле и геологическими представлениями миграции исходных и конечных продуктов радиоактивного распада. Различные физические модели были детально рассмотрены

в работе Р. Рассела и Р. Фаркуара (1962). В их основе лежит допущение, что мантия представляет собой изолированную систему с однородным распределением U, Th и Pb. Накопление радиогенных свинцов в мантии подчиняется простому закону радиогенного распада, и свинцы, отделенные из подкоровых очагов в разное геологическое время, ложатся на одну кривую в координатах Pb^{206}/Pb^{204}, Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{208}/Pb^{204}. Такие свинцы названы обыкновенными. Казалось бы, что «обыкновенность» свинцов может служить критерием их мантийного происхождения. Но накопление свинцов продолжается по тому же закону и в породах земной коры, если отношение U : Th : Pb в них не слишком отличается от мантийного. Тот факт, что свинец многих месторождений по изотопному составу нормальный, указывает только на то, что он был извлечен из пород с вполне определенным (средним для Земли) отношением U : Th : Pb. Изотопные изменения окажутся одинаковыми независимо от того, из мантии или из пород земной коры выделяется этот свинец.

Высказанная мысль подтверждается хорошим согласием физической модели Алфера и Германа (по Рассел, Фаркуар, 1962) с реально наблюдаемыми изотопными отношениями. Модель разработана в предположении, что геологические процессы приводят к полному перемешиванию пород земной коры, в результате чего она является таким же гомогенным источником свинцов, как и подкоровые очаги. Р. Рассел и Р. Фаркуар (1962) отмечают, что «это предположение звучит для физиков более убедительно, чем для геологов...» и «основанный на нем вывод, нашедший в настоящее время широкое подтверждение, является в высшей степени удивительным в свете различной радиоактивности поверхностных пород» (стр. 66). Нам кажется, что геохимику нетрудно примириться с высказанными физическими представлениями.

Если образование свинцовых руд связывать с извлечением (концентрированием) металла из большого объема пород, то легко допустить усреднение уран-торий-свинцового отношения в объеме переработанных пород и возникновение месторождений с нормальным изотопным составом свинца. Если свинец извлекается из однородной толщи горных пород, то вероятность близости уран-торий-синцового отношения в породах к этому же отношению в мантии достаточно велика.

Если свинцы образовывались в системе, резко отличной по U/Th отношению, или накапливались при относительном избытке урана и тория, возникали так называемые аномальные свинцы. В изотопном составе аномальных свинцов зашифрована бо́льшая информация о геохимической истории элемента, чем в изотопном составе свинцов обыкновенных, хотя получение ее представляет значительные трудности. Интерпретация изотопных данных по аномальным свинцам сводится обычно к построению моделей, предусматривающих один или несколько актов смешения свин-

цов из различных источников (как правило, свинца обыкновенного с аномальными). Для месторождений с аномальными свинцами характерен большой разброс в изотопных отношениях свинца из одного и того же месторождения. Появление аномальных свинцов можно объяснить, исходя из представлений о гетерогенности отдельных участков земной коры. Распространенность аномальных свинцов вполне соизмерима с распространенностью обыкновенных свинцов. Это указывает на большую роль вещества земной коры в процессах рудообразования.

Важно еще учесть, что аномальный характер изотопных отношений свинца в рудах не согласуется с представлениями о магматическом источнике рудного вещества. В магматическом расплаве должно было бы происходить усреднение изотопного состава свинца. Вероятнее предположить концентрирование свинца с аномальным изотопным составом при относительно низкотемпературных преобразованиях горных пород, не приводящих к их полному расплавлению. По мнению А. И. Тугаринова (1963), наиболее вероятно концентрирование свинца в осадочном цикле с дальнейшей мобилизацией и вовлечением осадочного свинца в гидротермальный процесс. Существует мнение о концентрировании свинца в растворах при эпигенетическом преобразовании осадочных пород, в которых он находился первоначально в рассеянном состоянии в виде изоморфной примеси в силикатных минералах (Копелиович, 1965). Видимо, с подобным процессом связано накопление аномальных свинцов в рассоле калифорнийской скважины (Doe et al., 1966).

Таким образом, в изотопном составе свинца иногда четко отражается роль пород земной коры как основного источника рудного вещества; причем магматический процесс не является главной причиной создания рудных концентраций. Во многих случаях однозначная интерпретация изотопных данных невозможна, и допустимы, хотя и не доказуемы, предположения о мантийном или магматогенном источнике свинца рудных месторождений.

ИСТОЧНИКИ УГЛЕРОДА

Геохимия изотопов углерода изучена в зоне гипергенеза довольно детально. Изученность поведения изотопов углерода в эндогенных условиях оставляет желать большего. Наиболее подробная сводка по распределению изотопов углерода дана Г. Крейгом (1954). Развиваемые им взгляды не претерпели существенных изменений.

По распределению изотопов углерода два его основных концентратора — известняки, с одной стороны, и органогенные вещества (угли, нефти, современные наземные растения), с другой — резко различаются между собой. Средняя разница между ними 2—2,5%; легкий изотоп C^{12} накапливается преимущественно в

органогенных веществах. Углерод многих изверженных пород по содержанию легкого изотопа почти не отличается от углерода биогенного происхождения. Углерод атмосферной углекислоты примерно на 1%, а углерод углистых хондритов на 0,5% облегчен по сравнению с углеродом карбонатов. Изотопный состав углерода природных алмазов практически не отличается от изотопного состава углерода метеоритов (Виноградов и др., 1965), что является косвенным признаком подкорового источника углерода алмазов. Однако анализ карбонадо из Бразилии дал значение C^{12}/C^{13}, в точности совпадающее со значением C^{12}/C^{13} для органического углерода (Виноградов и др., 1966). Это либо указывает на разные источники углерода алмазов и карбонадо, либо говорит о существовании неизвестных пока процессов изотопного фракционирования углерода в условиях высоких температур и давлений. Незнание причин разделения изотопов углерода в гипогенных условиях заставляет с большой осторожностью подходить к генетическим выводам. Эта мысль неоднократно подчеркивается Г. Крейгом, который полагает, что изотопный состав углерода не может служить критерием для суждения о происхождении углерода графитов или алмазов. Он подчеркивает, что нужно делать обратное: пытаться почерпнуть сведения о фракционировании изотопов из доступных геологических данных (Крейг, 1954). Но, так как трудно найти реперы для углеродного метода, исходя из чисто геологических предпосылок, в некоторых случаях возможны лишь более или менее вероятные гипотезы: о глубинном происхождении алмазов, двояком происхождении графита, органическом происхождении нефти и т. п. (Галимов, 1966).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше неоднократно подчеркивалось, что разделение изотопов происходит главным образом в пределах земной коры. Магматические процессы благоприятны для нивелирования изотопного состава элементов. Вариации изотопного состава отражают в первую очередь геохимическую историю элемента в пределах земной коры, вероятнее всего, с его участием в осадочном процессе. Имеется огромное число примеров, когда этот период жизни элемента фиксируется в его изотопном составе.

Магматические процессы иногда не приводят к полному усреднению изотопного состава элемента, и тогда появляется возможность говорить об участии вещества земной коры в магматогенном рудообразовании.

Изотопные отношения не дают однозначных критериев для суждения о глубинном (подкоровом) источнике рудного вещества, но с их помощью обнаруживается все большее число признаков «корового» происхождения рудного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.— Геохимия, 1966, № 1.

Виноградов А. П., Кропотова О. И., Орлов Ю. Л., Гриненко В. А. Изотопный состав кристаллов алмаза и карбонадо.— Геохимия, 1966, № 2.

Виноградов А. П., Кропотова О. И., Устинов В. И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным C^{12}/C^{13}.— Геохимия, 1965, № 6.

Виноградов В. И. Изотопный состав и происхождение вулканической серы.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.

Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы.— В кн. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.

Виноградов В. И., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Изотопный состав вулканического аргона.— Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 4.

Галимов Э. М. Изотопы углерода в геологии.— Симпозиум по применению стабильных изотопов в геологии. Тезисы докладов, 1966.

Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения.— Геохимия, 1963, № 1.

Изотопы серы и вопросы рудообразования. Изд-во «Наука», 1967.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука», 1965.

Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода. В сб. «Изотопы в геологии». ИЛ, 1954.

Рассел Р. Д., Канасевич Е. Р., Остик Р. Г. Количественная интерпретация соотношения изотопов аномальных свинцов.— В сб. «Химия земной коры», т. II. Изд-во «Наука», 1964.

Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. ИЛ, 1962.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В сб. «Химия земной коры», т. I. Изд-во «Наука», 1963.

Doe R. R., Hedge C. E., White D. E. Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area.— Econ. Geol., 1966, **61**, № 3.

Klup J. L., Ault H. W., Feely H. W. Sulfur isotope abundances in sulfide minerals.— Econ. Geol., 1956, **51**, № 2.

Mazor E., Wasserburgh G. Helium, neon, argon, krypton and xenon in gas evaporations from Jellowstone and Volcanic National parks.— Geoch. Cosmoch. Acta, 1965, **29**, № 5.

Naldrett A. J. The role sulphurisation in the genesis of iron-nickel sulfide deposits of the Porcupine district, Ontario.— Canad. Min. Met. Bull., 1966, **59**, № 648.

Thode H. G., Dunford H. B., Shima M. Sulfur isotope abundances in rocks of the Sudbary district and their geological significanse.— Econ. Geol., 1962, **57**, № 4.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, **68**.

ГЛУБИННАЯ БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

И. Н. ТОМСОН, М. А. ФАВОРСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы в различных областях геологических знаний возникли и стали быстро развиваться некоторые новые представления, существенно расширяющие, а в отдельных случаях и позволяющие полностью пересмотреть ряд геологических концепций, до недавнего времени считавшихся общепринятыми. Эта общая тенденция особенно отчетливо проявилась на стыке таких основополагающих геологических дисциплин, как тектоника, петрология и металлогения. В результате подверглись пересмотру некоторые устоявшиеся взгляды на типы развития земной коры, на особенности взаимосвязи магматизма с тектоникой и на те главнейшие закономерности, которые должны быть положены в основу металлогенического районирования. Непосредственно связаны с этим и попытки пересмотреть сущность представлений о так называемых тектоно-магматических циклах, изложенных Штилле и позднее, со специальным уклоном в металлогению, Ю. А. Билибиным.

Многочисленные новые факты свидетельствуют о независимости периодов внедрения гранитных интрузий от процессов развития геосинклиналей, к которым они пространственно тяготеют. Эту идею одним из первых высказал Ю. А. Кузнецов. Показано также, что и сама пространственная ассоциация гранитов с геосинклинально-складчатыми зонами необязательна и что гораздо чаще мы имеем дело с широким распространением синхронного магматизма и за пределами той или иной зоны складчатости. Под влиянием этих идей существенно пошатнулись и ставшие уже почти классическими представления о связи определенных типов эндогенного оруденения с соответствующими этапами геосинклинального развития. В недавнее время была опубликована статья Е. Д. Карповой (1966) о периодах так называемых сводово-глыбовых движений. Ее автор, анализируя особенности металлогенических провинций Казахстана и Средней Азии, убедительно показывает независимость процессов формирования свойственных им эндогенных месторождений от эта-

пов геосинклинального развития. Е. Д. Карпова приходит к заключению, что вся промышленно важная эндогенная минерализация этих территорий связана со «сводово-глыбовыми» движениями и предлагает создать классификацию этих последних и положить ее в основу металлогенического районирования.

К выводу о независимом от геосинклинального процесса возникновении оловянного оруденения в Тихоокеанском рудном поясе пришли И. Н. Томсон и В. С. Кравцов (1966), которые подчеркнули широкое распространение здесь оруденения верхнемелового этапа, в равной степени проявившегося в жестких консолидированных структурах и складчатых областях.

Следует сказать, что несмотря на наметившуюся ломку некоторых традиционных воззрений в области магматической геологии и металлогении до настоящего времени еще не было сделано попыток привести соответствующие новые концепции в единую систему. Вместе с тем необходимость в подобном обобщении назрела, так как он сулит нам возможность нового подхода к целому ряду важных геологических проблем, в том числе к рассмотрению на новой основе важнейших понятий петрологии — таких, как «магматическая формация», «тектоно-магматический цикл», и, что особенно важно, открывает новые возможности для металлогенического прогнозирования.

Авторы, работая в течение длительных сроков на территориях, магматизм которых было принято относить преимущественно к так называемому орогенному этапу геосинклинального развития, а также к периодам активизации, независимо друг от друга пришли к ряду выводов, позволивших им обратиться к некоторым обобщениям. Сущность этих последних в самой краткой форме может быть резюмирована как попытка показать, что геологические процессы представляют собою результат сложного сочетания явлений, возникающих на различной глубине. При этом наиболее глубинные импульсы обусловливают нарушение равновесия в более близких к поверхности оболочках, которые далее развиваются по своим законам, стараясь восстановить равновесие. Таким образом, геологические процессы являются результатом интерференции влияния указанных разноглубинных факторов. Устанавливается прямая зависимость между глубиной зарождения тектоно-магматической активности и размерами площадей, которые она охватывает. Это сказывается также на составе и времени образования магматических проявлений и эндогенной минерализации.

Следует отметить, что сами материалы, положенные авторами в основу отмеченной концепции, отличались значительной детальностью и собирались преимущественно путем среднемасштабного геологического и металлогенического картирования. Но сравнительный анализ полученных данных наряду с обобщением сведений, имеющихся в литературе, привел нас к необходи-

мости рассмотреть под соответствующим углом зрения более широкие проблемы тектоники, магматизма и металлогении.

Касаясь общих вопросов связи тектоники и магматизма, мы выступаем с позиций взаимной обусловленности этих двух процессов. Магматизм можно рассматривать как индикатор глубинных процессов, которые бывают сопряжены с изменением объем глубинных масс и являются одновременно причинами тектонических движений.

В исследованиях, помимо авторов, участвовали также В. А. Баскина, И. К. Волчанская, В. С. Кравцов, Г. М. Лобанова, О. П. Полякова, Д. И. Фрих-Хар. Некоторые специальные лабораторные исследования проводили А. С. Дудыкина, А. Д. Есиков и И. Б. Иванов. В обсуждении систематики магмо- и рудоконтролирующих структур и формализации геологических понятий принимал непосредственное участие сотрудник Болгарской Академии наук Р. Г. Иванов, который пришел к представлениям, близким излагаемым в этой статье, при работе на территории Болгарии.

О систематике магмо- и рудоконтролирующих структур

В настоящее время подавляющее большинство тектонистов признают ведущее значение блоковой тектоники в истории развития Земли (Пейве, 1945, 1960, 1961; Петрушевский, 1955; Белоусов, 1958; Хаин, 1958; Красный, Андреев, 1965; Карпова, 1966, и др.).

В течение периода, последовавшего за выходом в свет известной статьи А. Н. Заварицкого (1946) и ранними работами А. В. Пейве по глубинным разломам (Пейве, 1945, 1956), значение различных по масштабам блоков земной коры стало приобретать все большую очевидность. В. В. Белоусов (1958) одним из первых в советской литературе подытоживший представления о делении земной коры на вертикально перемещающиеся блоки, отметил, что движения последних всегда происходят в тесном и закономерном сочетании с «плавными» колебательными движениями. В. Е. Хаин (1964), анализируя геологическое строение Большого Кавказа, пришел к выводу о глыбово-волновой структуре земной коры как результате равноправного участия ее волновых (складчатых) и разрывных деформаций.

Вместе с тем значительные успехи в области изучения глубинного строения земной коры позволили показать более поверхностный и подчиненный характер пликативных дислокаций по сравнению с блоково-глыбовым. На основе геофизических данных установлено, что глыбовое строение земной коры отражает подобное же строение верхней мантии, и многие глубинные разломы, ограничивающие отдельные блоки, проникают в подкоровые слои (в виде мощных ослабленных зон или зон проницае-

мости). Следует сказать, что на первых этапах изучения блоковой тектоники основное внимание уделялось блокам, ограниченным крутопадающими разломами (Пейве, 1945, 1956; Белоусов, 1958). На ряду с этим некоторые исследователи в настоящее время придают важнейшее значение пологим глубинным разломам (П. Н. Кропоткин, А. В. Пейве и др.).

История развития блоков земной коры (и верхней мантии) неотделима от истории ограничивающих их глубинных разломов. И те и другие отличаются большим разнообразием в отношении длительности существования, глубины проникновения в верхние оболочки Земли, протяженности разломов и площади блоков, так же, как и в отношении влияния рассматриваемых структур на историю геологического развития соответствующих регионов, включая и особенности магматизма.

Накопление геологических и геофизических данных привело к многочисленным попыткам создать классификацию глубинных разломов, основанную на всей совокупности перечисленных признаков или на некоторых наиболее важных из них (Пейве, 1956, 1960; Хаин, 1957, 1960; Ициксон, 1963; и др.). Наряду с этим В. Е. Хаин (1960) провел сопоставление блоков и глубинных разломов различных масштабов с выделением структур трех различных порядков. Позднее на основе подразделений, предложенных им, была составлена систематика рудоносных площадей (Обзор..., 1963). Развивая дальше эти представления, мы совместно с Р. Г. Ивановым разработали более полную по сравнению с нашими предшественниками схему соразмерности блоков, глубинных разломов, ареалов магматизма и рудоносных площадей (см. таблицу). Основной особенностью этой схемы является выделение двух типов блоковых структур и глубинных разломов, различающихся по глубине заложения, формам проявления, а также по магмо- и рудоконтролирующему значению.

К первому типу относятся «сквозные» блоки и ограничивающие их разломы, которые Н. С. Шатский (1948) охарактеризовал как крупные структуры, охватывающие участки геосинклиналей и платформ и имеющие более глубокие корни, чем последние. Сюда относятся структуры различных порядков, обычно расположенные несогласно по отношению к платформенным и геосинклинальным структурам земной коры и проявляющиеся в виде систем геологических и геофизических аномалий. Их магмо- и рудоконтролирующее значение весьма существенно, и нередко присутствие подобных структур устанавливается по приуроченности к ним скоплений магматических тел.

Ко второму типу структурных областей принадлежат разнообразные по масштабам платформенные и геосинклинальные структуры. Они представляют собой структуры земной коры, наиболее ясно проявленные в ее верхних частях. Блоки сквозного типа могут объединять участки земной коры с различным строе-

нием; причины их возникновения связаны, по-видимому, с глубокими подкоровыми аномалиями. Гораздо более отчетливо выраженные структуры земной коры как бы маскируют собой их глубинные «сквозные» формы. Хотя структуры земной коры относятся к менее глубинным, однако и для них нельзя исключить возможность известной связи с глубинными зонами Земли.

Для наиболее общего случая предполагается, что масштабы структур обоих типов зависят от глубины их заложения. При этом их магмоконтролирующая роль неодинакова.

На основании многолетних исследований, проведенных в различных регионах (на Дальнем Востоке СССР, в Забайкалье и Армении), авторы установили, что в образовании ассоциаций магматических пород, как правило, принимали участие как глубинные «сквозные» структуры, так и менее глубинные, отнесенные выше к структурам земной коры. Так, например, хотя магматизм эвгеосинклиналей и определяется в основном режимом развития самих прогибов, и здесь сказывается влияние поперечных к простиранию последних «сквозных» разломов, разделяющих эвгеосинклиналь на ряд блоков; особенности магматизма последних определяются характером их дифференциальных движений. В таблице выделяются по масштабу семь взаимоподчиненных порядков для тектонических структур обоих упомянутых типов и соответствующих им ареалов магматизма и проявления оруденения и приводится примерная оценка площадей (для структурных областей) или их протяженности (для разломов). Предлагаемая таблица представляет собою попытку формализации размерности рассматриваемых объектов на основе конкретных геологических связей.

Следует также специально остановиться на взаимоотношении блоков и ограничивающих их разломов. При выяснении этих взаимоотношений существенной трудностью является то обстоятельство, что разломы первых трех порядков представляют собой в действительности широкие зоны нарушений, которые сами по себе являются линейными блоками. Ввиду того, что подобная взаимозависимость в настоящее время еще недостаточно изучена, в сводной таблице мы показали возможность подобного подхода только для системы разломов первого порядка.

Приведенная классификация разломов, как можно видеть, не охватывает тангенциальных поверхностей скольжения. Аналогами глубинных разломов первого (планетарного) порядка могут явиться гипотетические поверхности, соответствующие эпицентрам наиболее глубоких землетрясений, расположенных в пределах мантии (до глубины 700 *км*). Наряду с этим, несомненно, существенное влияние тангенциальные разломы второго и более низких (мелких) порядков оказывают на развитие магматических процессов и размещение в пределах земной коры поступающих из глубины расплавов и эндогенных эманаций. При этом

проникновение в пологопадающие ослабленные зоны сопровождается расплавлением вышележащих отложений и возникновением новых палингенных очагов.

Особое место в таблице занимают ареалы развития магматизма. Магматические породы распределены крайне неравномерно в пределах земной коры. Они образуют ареалы магматизма, т. е. структурно обусловленные и относящиеся к различным порядкам размерности пространственные ассоциации магматических тел. Иначе говоря, ареалы магматизма — это площади распространения определенных ассоциаций магматических пород, связанных единством структурного контроля и возраста.

Ареалы магматизма могут слагаться непрерывными полями магматических пород или представлять скопления небольших по площади магматических тел, какими являются интрузивные рои или группы вулканических аппаратов. Интрузивные рои низких порядков нередко сливаются под современной поверхностью в единое крупное тело, что может быть установлено по геофизическим данным. Напротив, ареалы более крупного порядка слагаются системами изолированных интрузивных роев.

Магмоконтролирующие структуры могут иметь различную тектоническую природу. Их представители известны среди структур земной коры геосинклинального типа, наложенных структур консолидированных областей и т. п. С другой стороны, среди них широко распространены «сквозные» структуры, которые прослеживаются в форме поперечных структурных аномалий, охватывающих различные структуры земной коры (см. таблицу). Можно отметить, что в различных по масштабу ареалах магматизма преобладают структуры одного или нескольких типов. Так, роль структур «сквозного» типа относительно велика для крупнейших ареалов магматизма и для ареалов шестого порядка, которые характеризуются ниже как элементарные тектоно-магматические «очаговые» структуры.

Крупнейшие ареалы магматизма в таблице соответствуют блокам «сквозного типа», отнесенным к структурам второго порядка. Особо в таблице выделены рудоносные площади различных масштабов, которые сопоставляются с контролирующими их структурами и ареалами магматизма. В основу принятого подразделения положена систематика рудоносных площадей, предложенная Е. Т. Шаталовым (Обзор..., 1963).

О магмоконтролирующих структурах земной коры

Среди разнообразных типов структур земной коры прежде всего могут быть выделены те, которые связаны с процессами прогибания. При этом имеющиеся данные позволяют проследить взаимопереходы или иные типы взаимосвязей для таких крайних форм прогибов, какими являются эвгеосинклинали, с одной

стороны, и эпиплатформенные впадины типа «дива», вулканические пояса, рифты — с другой. Этот вывод основывается прежде всего на том, что упомянутые разнообразные типы прогибов могут возникать в результате дробления и распада коры континентального типа. К их числу относятся и эвгеосинклинали, что можно отчетливо проследить на примере развития мезо-кайнозойских геосинклиналей Закавказья и Камчатки.

Кроме того, удалось показать, что инверсия на поздних стадиях развития, которая до настоящего времени считалась характерной особенностью геосинклиналей, также свойственна и некоторым наложенным впадинам. Подобные явления были изучены на примере Хингано-Олонойской, Омсукчанской и других наложенных впадин Дальнего Востока (Томсон, Кравцов, 1966).

Вместе с тем имеют место и весьма существенные различия между эвгеосинклиналями и наложенными впадинами и вулканическими поясами. Они заключаются в преобладании морского режима в первых и континентального — во вторых, в формационных особенностях осадочных пород и в преобладании кислых продуктов вулканизма на ранних стадиях развития наложенных прогибов и вулканических поясов. Условия промежуточного типа между эвгеосинклинальными и характерными для наложенных впадин свойственны парагеосинклиналям.

Наряду с переходами, которые выявляются косвенно на основании данных о существовании всех промежуточных типов прогибов, между ними в пространстве устанавливаются и непосредственные переходы. Так, например, в пределах некоторых авлакогенов осуществляется постепенное замещение в пространстве геосинклинальных формаций формациями наложенных впадин (Хаин, 1964$_1$). Сказанное позволяет считать, что все типы отмеченных выше прогибов составляют единый ряд структур, связанных взаимными переходами.

О наличии тесной взаимосвязи между ними свидетельствуют и существующие классификации геосинклинальных прогибов, большинство которых в какой-то степени обнимает и некоторые наложенные впадины. Так, различные типы парагеосинклиналей Штилле и Кея, а также возрожденные и побочные геосинклинали В. Е. Хаина аналогичны наложенным прогибам и вулканическим поясам областей активизации. Если, вслед за В. Е. Хаиным (1964), рассматривать геосинклинали как области высокой подвижности и раздробленности земной коры, то по убыванию этих признаков можно установить следующий ряд магмоконтролирующих прогибов: эвгеосинклинали — вулканогенные парагеосинклинали — вулканогенные наложенные впадины (типа «дива»). Вероятно, что в этот же ряд после парагеосинклиналей могут быть поставлены и некоторые авлакогены типа грабена Осло. Несколько особняком стоят родственные авлакогенам рифты, которые обычно не претерпевают инверсии. Вместе с тем в

системах рифтов установлены такие их разновидности, как грабен Красного моря, который обладает чертами, сближающими его с эвгеосинклинальными прогибами ранних стадий развития. Спецификой вулканических поясов, которые напоминают вулканогенные впадины типа «дива», является их связь с системами краевых глубинных разломов на границе крупнейших областей, отличающихся тенденцией к воздыманию, с областями погружения и океанизации.

Обращаясь к положительным типам структур земной коры, следует отметить, что между сводовыми воздыманиями и отрицательными магмоконтролирующими структурами также могут быть отмечены определенные черты связи. Так, в пределах сводов в процессе их развития возникают наложенные впадины и рифты и, напротив, области, развивающиеся как геосинклинали, бывают захвачены более общими импульсами сводообразования. С этими последними связано также внедрение гранитоидов. Как было подчеркнуто в недавнее время Е. Д. Карповой (1966), процессы сводообразования могут иметь место на различных стадиях развития геосинклиналей, чем и определяется независимый характер этих процессов.

О магмоконтролирующих сквозных структурах

Как уже говорилось, существование сквозных глубинных структур одним из первых отметил Н. С. Шатский (1948), который показал на примере Кавказа и Русской платформы существование обширных поднятий и погружений, охватывающих геосинклинальную зону и прослеживающихся в глубь платформы. Такие структуры имеют огромные размеры [например, поперечное поднятие, которое охватывает Дзирульский массив, древнее ядро Центрального Кавказа, Кавказский перешеек, Ставропольский свод, далее на север проходит в глубь Русской платформы вплоть до г. Кирова (Хаин, 1964_2)]. К востоку от субмеридиональной полосы поднятий проходит огромная полоса погружений — от Баренцева моря до района Каспийского моря. Эта сквозная структура контролирует Урало-Кавказско-Аравийский нефтегазоносный пояс (Горин, 1967). Две упомянутые сквозные структуры разделены зоной флексур и разломов. Сквозные структуры, подобные охарактеризованным, имеют, по-видимому, более глубокое заложение, чем структуры земной коры. Система меридиональных сквозных разломов расчленяет на сегменты подвижный пояс Тетиса в Европе.

В Центральной Азии, где преобладают широтные структуры земной коры, В. М. Синицыным (1963) отмечена крупная поперечная зональность, которая подробнее рассмотрена Д. П. Резвым (1964). Последний намечает меридиональный «великий геораздел Азиатского материка», который как бы расчленяет

материк на две части. «Великий георазде́л» рассматривается как длительно существовавшая зона шириной в 2000 *км* с тенденцией к поднятию; его восточная граница, по-видимому, проходит по восточной окраине хребта Большой Хинган.

Особенностями «георазде́ла», по Д. П. Резвому, являются обилие платформенных элементов, редуцированность геосинклинальных поясов (уменьшение мощности, изменение состава формаций, ослабление складчатости), широкое развитие блоковых структур, интенсивное проявление новейших тектонических поднятий. Характерно, что на южном продолжении «георазде́ла» в Индийском океане прослеживаются субмеридиональные океанические хребты.

Крупнейшие сквозные структуры представляют собой системы планетарных блоков, которые разделены глубинными разломами. Весьма характерно устойчивое субмеридиональное простирание основных ограничивающих их разломов. На Дальнем Востоке наряду с меридиональными сквозными разломами широко распространены также системы широтных структур, из которых многие пересекают границу континента и океана. К разломам этого типа относятся широтные зоны разломов Сихотэ-Алиня (Тадушинская, Сюркумская и др.). Подобным же образом широтные разломы сквозного типа определяют разделение Северо-Американского пояса Кордильер на поперечные сегменты.

Переходя к характеристике магмаконтролирующей роли сквозных структур, мы в основном будем опираться на хорошо известные нам материалы по Забайкалью и Дальнему Востоку. Эти структуры удобно характеризовать, основываясь на особенностях размещения мезозойских интрузий. Как известно, в названных регионах весьма широко распространены интрузивы позднетриасового, верхнеюрского и верхнемелового возрастов, которые в равной степени развиты в пределах как складчатых мезозоид, так и консолидированных массивов, где имеют внегеосинклинальный характер. Ареалы одновозрастных интрузивов образуют субмеридиональные пояса, секущие границы различных структур земной коры. Этот факт представляет одно из проявлений более общей закономерности, согласно которой в пределах некоторых складчатых систем направленно изменяются возраст геологических формаций и время заключительной складчатости. Так, многие исследователи уже неоднократно подчеркивали, что возраст различных геологических формаций Монголо-Охотского складчатого пояса и сводовых поднятий Алдана и Станового хребта испытывает омоложение при продвижении их по простиранию на восток в сторону Тихого океана (Нагибина, 1963; Устиновский, 1962; Красный, 1960; Молчанова, 1964; Дзевановский, 1956). В свете этого интересно выяснить, изменяется ли (постепенно или скачкообразно) возраст магма-

тических образований на восток и в рамках каких структур совершается это изменение?

На основании проведенных авторами исследований (И. Н. Томсон, В. С. Кравцов) могут быть намечены пояса, в пределах которых синхронно завершается интрузивная деятельность (фиг. 1). Они имеют северо-северо-восточное (близкое к меридиональному) простирание. Мы оконтуривали только те площади, где синхронная фаза интрузивной деятельности была завершающей, а не всю область, где она проявилась вообще. Такой подход позволяет наметить области, в которых синхронно угасали коровые очаги и в последующие этапы проявлялся лишь глубинный вулканизм. К западу от озера Байкал выделяются следующие ареалы синхронного завершения интрузивной деятельности.

Область с верхнеюрской завершающей интрузивной фазой охватывает Восточную Монголию, Восточное, Центральное и Западное Забайкалье, западную часть Станового хребта и Алданского щита. Восточная граница этой зоны совпадает с субмеридиональным глубинным разломом, прослеживающимся вдоль долины р. Аргунь и далее на север переходящим в районы Алданского свода, где он отмечается гравитационной ступенью. Северо-западная граница ареала верхнемезозойских интрузивов на площади Монголии совпадает с линией северо-восточного простирания, ограничивающей каледонский Джидинский прогиб на северо-западе (Хасин, Борзаковский, 1966), а западная граница — с меридиональной тектонической линией. В Забайкалье область распространения верхнеюрских интрузивов простирается по крайней мере до южной оконечности озера Байкал (Джидинское месторождение). Эти интрузивы представлены здесь аляскитовыми гранитами гуджирского комплекса и субщелочными породами Куналейского комплекса. Ширина области, в пределах которой в завершающую фазу внедрялись верхнеюрские граниты, не менее 1000—1200 *км*. Интенсивная вулканическая деятельность в этом поясе продолжалась до конца нижнемелового времени.

Пояс с нижнемеловой завершающей интрузивной фазой охватывает сравнительно узкую зону к востоку от глубинного разлома, проходящего вдоль долины р. Аргунь. Восточная граница зоны в пределах Ольдойского прогиба проходит по разломам, контролирующим Гонджинское поперечное поднятие. В восточной части этого поднятия имеется система сближенных север-северо-восточных разломов, которые развивались длительно и ограничивают морские фации в Осежинском прогибе (Нагибина, 1963). Далее на юго-запад эта зона ограничивает с востока борт вулканогенного прогиба Большого Хингана. На северном продолжении с ней совпадает западная граница Верхнезейского прогиба. В пределах Станового хребта и Алдана, по данным

Т. В. Молчановой (1964), с продолжением охарактеризованной зоны совпадает граница между центральной и восточной зонами Станового хребта и Алданского свода, различающихся по возрасту заключительной фазы магматизма. Есть основание полагать, таким образом, что линия восточной границы рассматриваемого пояса совпадает с крупным глубинным разломом, который на значительном протяжении (в северной части) можно характеризовать как скрытый глубинный разлом. Общая ширина пояса с заключительной нижнемеловой интрузивной фазой 250 *км*.

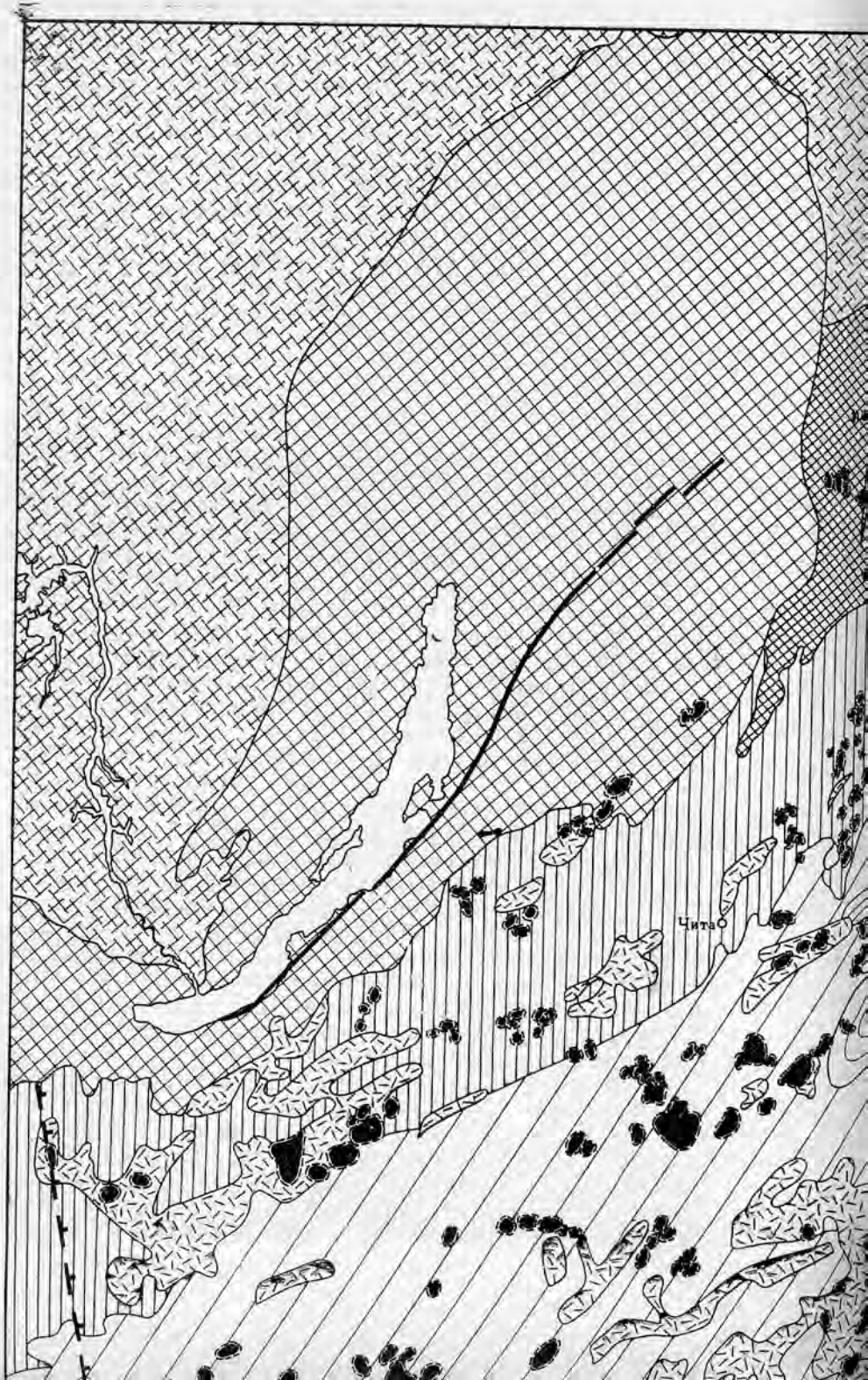
Далее к востоку следует пояс с верхнемеловой завершающей интрузивной фазой. Он охватывает широкую зону, начиная от субмеридиональных глубинных разломов, проходящих через Гонжинское поднятие и восточный борт прогиба Большого Хингана. В пределах этого пояса расположены такие разнородные структуры как Буреинский массив, мезозойская складчатая область Сихотэ-Алиня, восточные части сводов Станового хребта и Алданского щита. Ширина пояса 1000 *км*. Восточная граница пояса находится внутри Сихотэ-Алинского синклинория и представляет собой ломаную линию. Несовпадение границы пояса с центральным швом, разделяющим основные структурные зоны мезозоид Сихотэ-Алиня, дополнительно свидетельствует об автономии области верхнемелового интрузивного магматизма по отношению к геосинклинальным структурам. Вулканическая деятельность в рассматриваемом поясе широко проявлялась вплоть до миоцена.

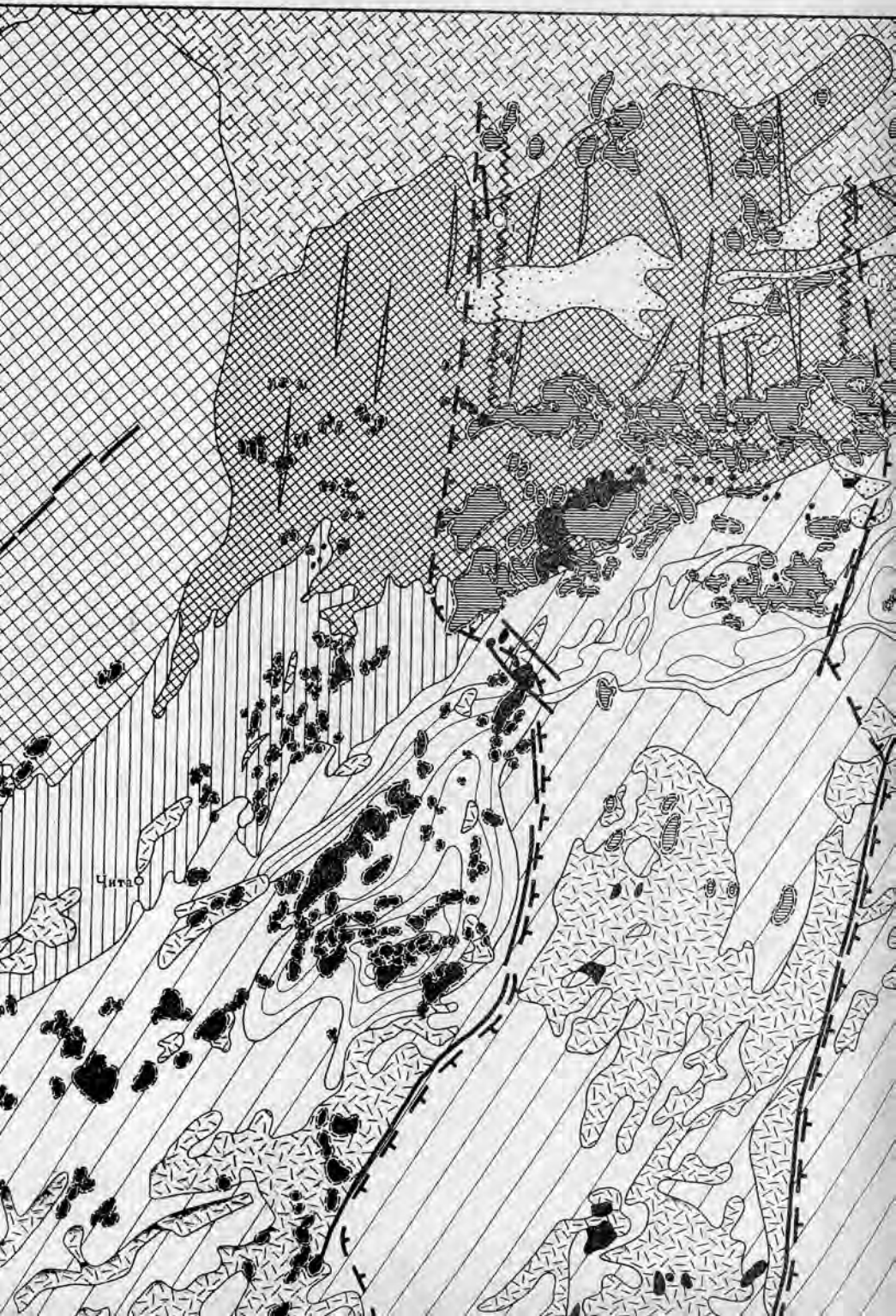
К востоку от предыдущего интрузивного пояса располагается область с завершающей палеогеновой интрузивной фазой, восточная граница которой находится за пределами береговой линии и, возможно, определяется зоной Берегового шва, намечаемого, по геофизическим данным, в прибрежной полосе Японского моря. После полного завершения интрузивной деятельности в палеогене развивалась эффузивная деятельность, которая началась в конце верхнего мела, продолжалась здесь до четвертичного времени.

Еще далее к востоку располагается область, значительная часть которой в настоящее время скрыта под водами Тихого океана. Наиболее близок к материку пояс, включающий о-в Сахалин, где самые молодые интрузивы являются верхнемиоценовыми (Рудич, 1962).

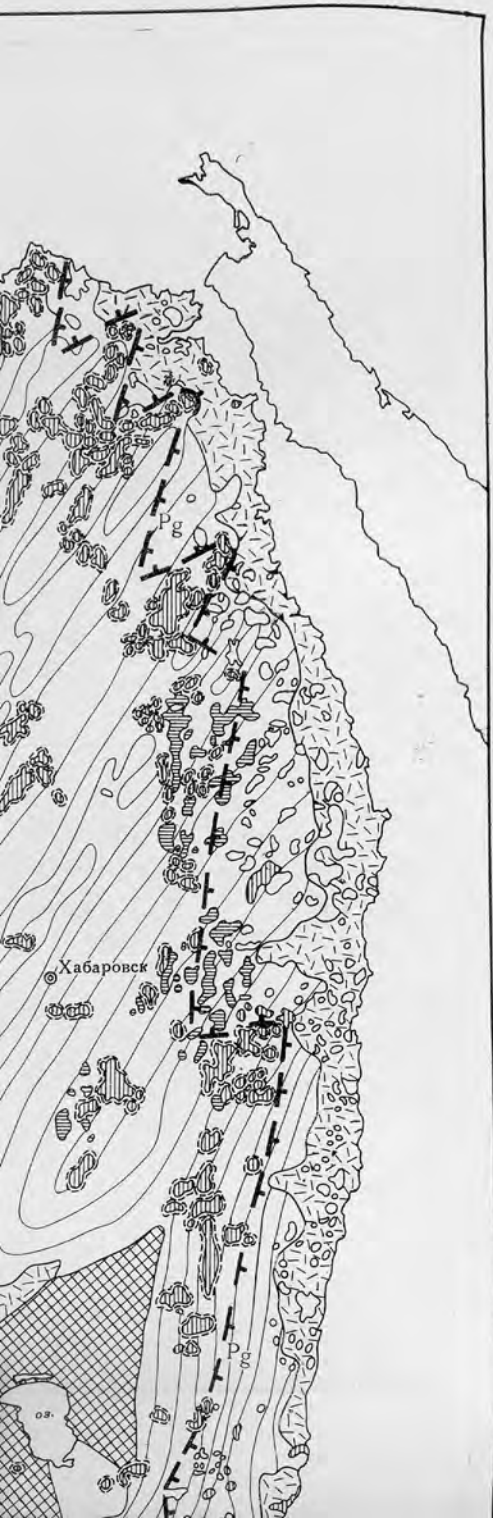
Далее на восток в пределах Камчатки и Курильских островов завершающая интрузивная фаза уже относится к верхнему плиоцену.

Выделенные выше в пределах материка Восточной Азии пояса синхронного мезозойского магматизма простираются, по-видимому, на юг до широтной системы глубинных разломов, ограничивающих с юга Яньшаньскую зону КНР, и до зоны Онгингольского разлома в Монголии (Хасин, Борзоковский, 1966).


Читэ


Чита

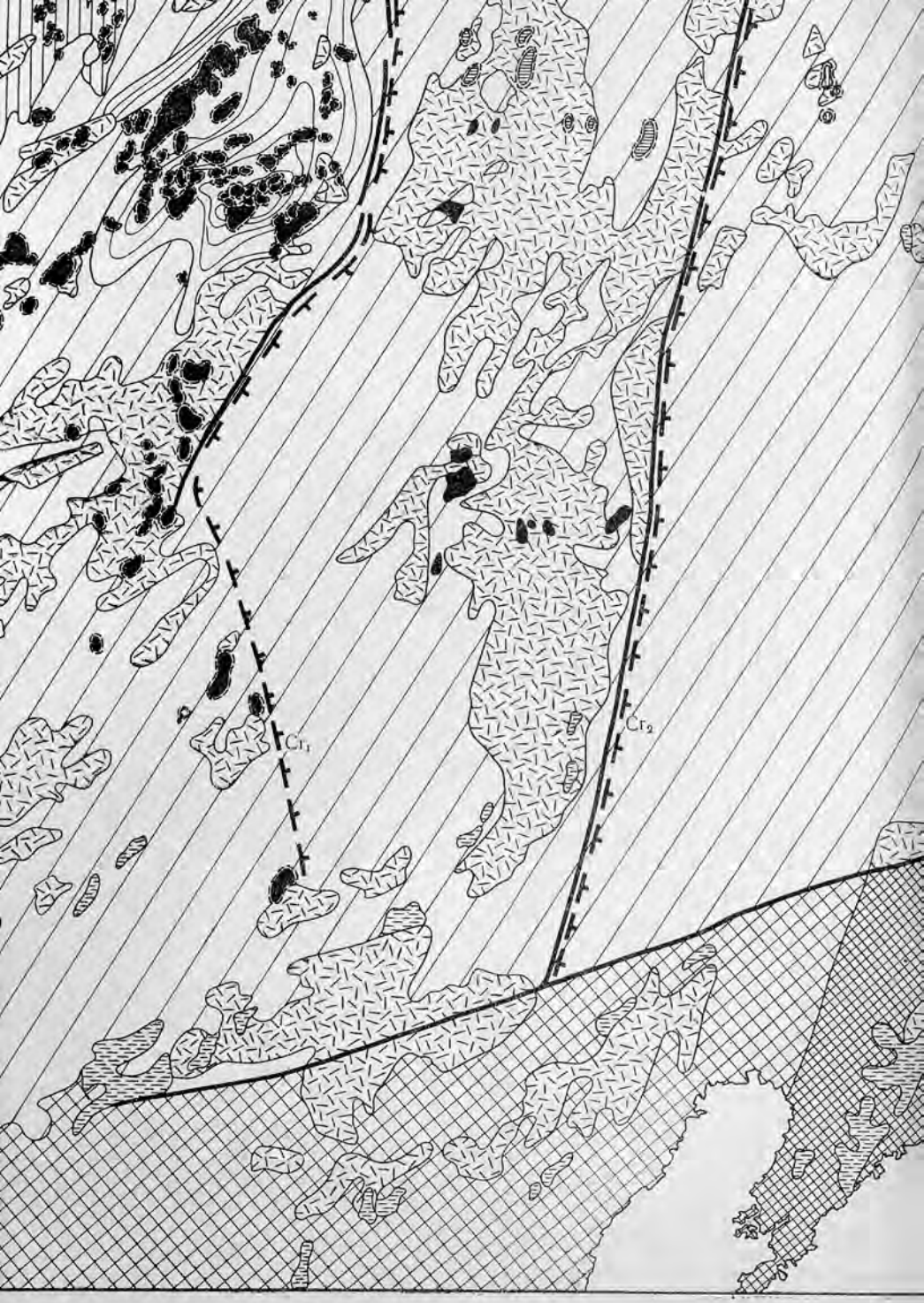

Cr₂
Хабаровск



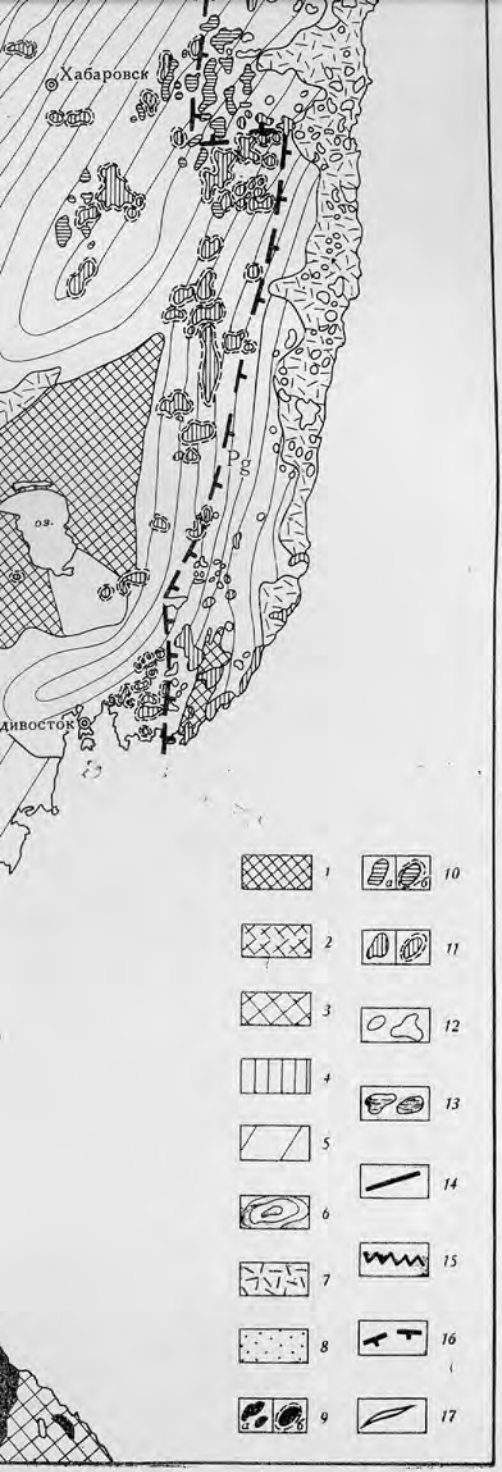
Фиг. 1. Схема «сквозных» мегаблоков, контролирующих размещение синхронных интрузивов на Востоке Азии

1 — щиты и области допалеозойской складчатости;
2 — древние платформы;
3 — области Байкальской складчатости;


Чита
J_3


Сг1
Сг2


Хабаровск
Владивосток
C_{Γ_2}



Фиг. 1. Схема «сквозных» мегаблоков, контролирующих размещение синхронных интрузивов на Востоке Азии

1 — щиты и области допалеозойской складчатости;
2 — древние платформы;
3 — области Байкальской складчатости;
4 — области каледонской складчатости;
5 — области герцинской складчатости;
6 — области мезозойской складчатости;
7 — впадины типа «дива»;
8 — наложенные впадины, выполненные осадочными отложениями мезозоя-кайнозоя;
9 — верхнеюрские гранитоиды (*а*), в том числе те, которые завершают интрузивную деятельность (*б*);
10 — нижнемеловые гранитоиды (*а*), в том числе те, которые завершают интрузивную деятельность (*б*);
11 — верхнемеловые гранитоиды (*а*), в том числе те, которые завершают интрузивную деятельность (*б*);
12 — палеогеновые граниты;
13 — мезозойские гранитоиды нерасчлененные;
14 — крупные разломы;
15 — «ступени» геофизических полей;
16 — границы «сквозных» мегаблоков, контролирующих размещение синхронных интрузивов;
17 — дайки

Заказ № 5496

В пределах Южно-Китайской платформы наблюдаются свои специфические ареалы мезозойского интрузивного магматизма, которые на севере подходят впритык к широтным разломам, ограничивающим выделенные выше пояса, и отличаются от них по возрасту заключительных фаз интрузивной деятельности. Омоложение возраста заключительных интрузивных фаз происходит с востока на запад — от юрского в прибрежных частях Катазии к верхнемеловому во внутренних частях Южно-Китайской платформы. Что касается структурного контроля намечаемых поясов синхронного угасания интрузивной деятельности, то для некоторых из них устанавливается очень тесная связь с намеченным Д. Н. Резвым «великим георазделом Азиатского материка».

Выделенные нами субмеридиональные пояса синхронного магматизма совпадают по ориентировке с «георазделом»; причем верхнеюрский и нижнемеловой пояса составляют его части — блоки, ограниченные крупнейшими разломами субмеридионального и широтного простирания. Включая внутри себя весьма разнородные по тектонической природе области, эти пояса могут рассматриваться как сквозные структуры, непрерывно прослеживающиеся через платформы и геосинклинали. Следует отметить, что каждой из выделенных сквозных структур присущ не только свой определенный возраст заключительной интрузивной фазы, но и единый возраст последней базальтоидной фазы вулканической деятельности. При этом вулканические процессы продолжались некоторое время после завершения интрузивного магматизма. Таким образом, полное угасание магматической деятельности связано, по-видимому, с исчезновением глубинных очагов, тогда как заключительные фазы внедрения кислых интрузивов отмечают угасание коровых очагов.

Коснемся некоторых фактов, которые косвенно свидетельствуют о глубине заложения магмаконтролирующих сквозных структур. Сравнивая те из них, которые отнесены в таблице к структурам второго порядка, с соизмеримыми с ними по масштабу геосинклинальными подвижными поясами, мы устанавливаем их следующие особенности. Геосинклинальные подвижные пояса представляют сложную систему разновозрастных геосинклинально-складчатых областей. Напротив, соответствующие им по размерам сквозные структуры объединяют в своих пределах проявления синхронного магматизма и, таким образом, развиваются в едином ритме. Следовательно, наиболее крупные структуры земной коры, развивающиеся синхронно (геосинклинально-складчатые системы), значительно меньше по размерам синхронно развивающихся крупнейших сквозных структур. Это позволяет полагать, что сквозные структуры имеют более глубинное заложение по сравнению со структурами земной коры. О глубине заложения крупнейших сквозных структур свидетельствуют данные о существовании сквозных мегакольцевых структур, подоб-

ных упомянутой выше структуре Тихого океана. К числу подобных структур относится, по-видимому, и описанная Бардэ (Bardet, 1967) мегакольцевая структура, охватывающая восточную окраину Африки и западную часть Индийского океана. Интересно отметить, что только те рифты восточной Африки, которые входят в систему мегакольцевой структуры, сопровождаются интенсивным вулканизмом. Таким образом, эта огромная сквозная структура, охватывающая часть Африканского континента и включающая западную часть Индийского океана, несомненно, связана с глубинными процессами в мантии, влияющими на развитие одной из крупнейших систем рифтов и поступление на поверхность базальтового материала.

Кроме крупнейших сквозных структур, как мегакольцевых, так и полигональных, в таблице выделены более мелкие структуры этого типа. Из них чрезвычайно интересна цепь мегакольцевых структур, прослеживающихся в пределах вулканического пояса Сихотэ-Алиня. Эти структуры как бы срезаются береговой линией Японского моря и достигают в поперечнике 100 *км*. По имеющимся геофизическим данным, им соответствуют глубинные возмущающие массы основного состава. Эти структуры накладываются на сложную систему полигональных блоков зоны Берегового шва. Локальные сквозные структуры нередко выступают в форме поперечной зональности складчатых областей, любой структурный элемент которых разделен поперечными нарушениями на блоки различного порядка.

Сквозные структуры различных масштабов оказывают важное влияние на локализацию оруденения. Синхронно образующиеся в пределах мегаблоков гранитные тела сопровождаются также оруденением определенного типа, которое может группироваться внутри мегаблока в ряде металлогенических зон. Так, в пределах мегаблока, охватывающего Забайкалье, Монголию и Северный Китай, где интрузивные процессы завершились образованием гранитов (возраст 130—140 млн. лет), синхронно с ними проявилось оруденение кварц-вольфрамитовой и кварц-молибденитовой формаций, локализующееся в нескольких редкометальных металлогенических зонах. Обособленное положение в пределах самостоятельных металлогенических зон занимают верхнеюрские свинцово-цинковые месторождения, а также золоторудные и молибден-свинцово-цинковые. Позднее, в нижнем мелу, в пределах мегаблока образовывались эпитермальные флюоритовые, ртутные, золоторудные и другие месторождения, локализация которых не зависела от положения более ранних металлогенических зон.

Таким образом, металлогенический облик мегаблока в основном определяется развитием в верхнем мезозое перечисленных металлогенических зон, которые образуют в совокупности Забайкальскую металлогеническую провинцию. Эта провинция резко

отличается в металлогеническом отношении от прилегающей с запада Саяно-Байкальской области, где развиты руды другого возраста и состава.

В некоторых случаях металлогенические зоны прослеживаются и за пределами границ мегаблока, контролирующего металлогеническую провинцию; при этом соответственно изменяется возраст минерализации. Так, золотоносный пояс Станового хребта — Джугджура испытывает омоложение по мере продвижения на восток при переходе из одного мегаблока в другой. Внутри металлогенических провинций металлогенические зоны могут контролироваться не только сквозными структурами более мелкого порядка, но и структурами земной коры.

При выделении металлогенических зон различного порядка, как известно, оконтуривают площади распространения минерализации сходных типов; в соответствии со сказанным выделяются зоны, как согласные со структурами земной коры, так и секущие по отношению к ним. Однако наряду с зонами, контролирующими оруденение определенного типа, имеются и другие, в пределах которых сосредоточены наиболее крупные промышленные месторождения с оруденением различных типов.

Подобные структуры, выделенные нами под названием «рудоконцентрирующих», не обусловливают, таким образом, тип минерализации, а определяют лишь мощные вспышки оруденения при пересечении ими различных металлогенических зон. В районах, относительно хорошо изученных в металлогеническом отношении, прослеживание рудоконцентрирующих структур проводится путем составления схем экстенсивности оруденения. На этих схемах в изолиниях оконтуриваются участки различной плотности месторождений и рудопроявлений на единицу площади независимо от состава этих руд.

Нередко, однако, подобные рудоконцентрирующие структуры отчетливо выявляются при простом сопоставлении карты полезных ископаемых данного региона с геолого-геоморфологической схемой его блокового строения. Последующее изучение особенностей скрытых глубинных структур рудоконцентрирующего типа, их отношения к магматизму, их проявления в виде геологических, геохимических и других аномалий может помочь их выявлять в пределах площадей со слабо изученной металлогенией. Подобные линейные зоны концентрации оруденения намечаются в пределах Забайкальской металлогенической провинции, где они имеют субмеридиональную и местами широтную ориентировку (параллельны линиям ограничения «сквозного» мегаблока).

На территории Сихотэ-Алиня северо-восточные согласные со складчатостью разломы, а также секущие по отношению к ней северо-западные и меридиональные разломы рудопроводящие. Северо-восточные структуры сопровождаются почти исключительно оловянным оруденением, а структуры двух других

групп — золотым, свинцово-цинковым и частично оловянным. На месте пересечения северо-восточных нарушений более глубинными, северо-западными и меридиональными, наблюдается известная концентрация рассеянного оловянного оруденения. Но наиболее отчетливо рудоконцентрирующими являются широтные зоны дробления, представляющие собой сквозные глубинные структуры. Они разделяют горную область Сихотэ-Алиня на несколько геологически разнородных блоков и секут границу континента и Японского моря. В пределах наиболее широко изученной из этих широтных зон — Тадушинско-Тетюхинской — располагается значительное большинство известных в Приморье крупных оловянных и свинцово-цинковых месторождений. В Западной части США большинство промышленных месторождений юрского, мелового, позднетретичного и даже докембрийского возраста расположено в пределах семи поясов северо-восточного простирания, секущих различные структурные зоны земной коры (Landwehr, 1967).

Есть основание предполагать, что и рудоконцентрирующие структуры обладают особым геохимическим профилем. Так, в частности, на территории Сихотэ-Алиня и Забайкалья они обогащены бором, который проявляется в месторождениях различного состава, будучи в них «чуждым» образованием. Связь со сквозными структурами и независимый характер проявления борной минерализации от особенностей строения земной коры позволяют предполагать его более глубинный подкоровый источник. Таким образом, основными признаками выделенных нами рудоконцентрирующих структур являются глубина заложения, значительно превосходящая мощность земной коры и отражающаяся на поверхности в независимом поведении этих структур по отношению к структурам последней; проявление в виде широких (первые десятки километров в ширину) зон дробления; смена одних типов оруденения другими по простиранию подобных зон в отличие от рудопроводящих структур с их устойчивыми типами минерализации; геохимические особенности.

Очаговые структуры

Очаговые структуры являются теми основными элементарными звеньями, сочетания которых образуют ареалы высших порядков. Это один из наиболее важных типов ассоциаций магматических пород, с областями распространения которых совпадают по размеру рудные районы. Основания для выделения ареалов этого типа в качестве «очаговых» следующие.

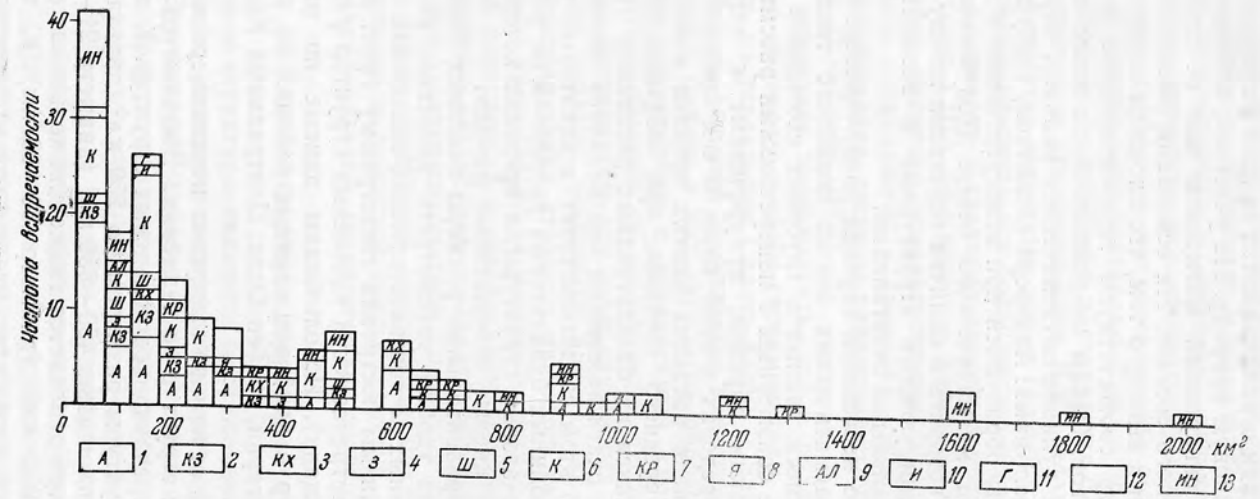
В процессе изучения ареалов магматизма на территориях Востока СССР и Армении авторы установили, что площади распространения магматических пород одного и того же возраста, преимущественно одного состава и одинаковой фациальной

принадлежности обычно варьируют по размерам от 400 до 1500 $км^2$. Эти площади ограничиваются зонами разрывных нарушений и имеют блоковую природу. На участках, прилегающих к подобным блокам, синхронный магматизм мог не проявиться или дать породы иного состава. На основании имеющихся данных авторы пришли к выводу о том, что площади подобных элементарных структур соответствуют горизонтальным размерам магматических очагов. Одним из доказательств этого является наличие среди них вулкано-плутонических кальдер, ограниченных кольцевыми разломами. Андерсон (Anderson, 1936) показал, что такие структуры образуются при непосредственном динамическом воздействии магматического очага. Полученные нами данные позволяют говорить о наличии переходов между кольцевыми магмоконтролирующими структурами и элементарными блоками с полигональными очертаниями.

Об относительно небольшой глубине расположения тектонически активных магматических очагов подобного типа свидетельствуют имеющиеся данные о глубинах схождения конических даек, которые соизмеримы с поперечниками рассматриваемых структур. Таким образом, приуроченные к ним очаги располагаются в пределах земной коры, о чем свидетельствует также преобладание в пределах многих ареалов изверженных пород кислого и среднего составов при подчиненной роли пород, образовавшихся из базальтоидных расплавов. Нет сомнения, что коровые очаги возникают под влиянием более глубинных процессов. Об этом свидетельствует в некоторых случаях проникновение глубинных базальтовых расплавов по разломам, ограничивающим очаговые структуры, в пределах которых синхронно образуются кислые изверженные породы.

Характерные горизонтальные размеры очаговых блоков рассматриваемого типа удобно рассмотреть на основе некоторых статистических данных по соответствующим кольцевым структурам. Для этой цели мы построили гистограмму (фиг. 2), отражающую частоту встречаемости кольцевых структур различных размеров (по площади). Использованы данные по размерам кольцевых структур в наиболее крупных районах их развития (плато Джос в Нигерии, грабен Осло, Центральный Казахстан, Камчатка и др.).

На гистограмме отчетливо выступает неравномерное распределение кольцевых структур по размерам. Выделяются группы наиболее часто встречающихся кольцевых структур. К одной из них относятся структуры размером до 250 $км^2$, другая — охватывает структуры площадью 450—650 $км^2$ (диаметр 21—25 $км$). Небольшой максимум отмечается также для кольцевых структур площадью 900—1050 $км^2$ (диаметр 30—32 $км$) и, наконец, 1500 $км^2$. Из гистограммы видно, что частота встречаемости резко убывает с увеличением размеров структур.



Фиг. 2. Гистограмма площадей кольцевых структур Мира

Интрузии центрального типа: *1* — Африки (Плато Джос); *2* — Центрального Казахстана; *3* — Кураминского хребта. Вулкано-плутонические кальдеры: *4* — Восточного Забайкалья. Вулканические кальдеры: *5* — Шотландии; *6* — Камчатки; *7* — Карякского нагорья; *8* — Японии; *9* — Аляски; *10* — Италии; *11* — Гавайских островов; *12* — прочих районов Мира. Вулканические купола; *13* — Индонезии (о-ва Ява)

Очаговые ареалы полигональной формы соизмеримы по площади с кольцевыми ареалами. Упомянутые выше группы очаговых структур могут служить индикаторсм размеров породивших их очагов палингенных магм. Интересно отметить, что среди очаговых структур и ассоциаций магматических пород рудоносными оказываются преимущественно те, которые сопровождаются пологими купольными поднятиями, возникшими в результате воздействия тектонически активных магм. Эта особенность достаточно отчетливо выступает в пределах активизированных платформ или вообще в районах, отличающихся пологим залеганием толщ верхнего структурного этажа. Показательна в этом отношении приуроченность ассоциаций магматических пород и многих рудоносных площадей в Кордильерах США к изолированным купольным поднятиям (Уиссер, 1964). В Восточном Приморье, где на складчатые мезозоиды налегают слабо дислоцированные толщи пребрежного вулканического пояса, оловорудные районы и узлы в большинстве случаев оказываются приуроченными к «окнам» осадочных пород. Последние представляют собой изолированные купольные поднятия, связанные с надинтрузивными зонами. В качестве примера может быть приведена надинтрузивная зона в районе горы Медвежьей в верховье р. Тетюхе. В тех случаях, когда интрузии залегают среди эффузивов, ни поднятиями, ни оруденением они не сопровождаются.

Купольные поднятия, которые образуются в результате воздействия тектонически активных магм, обладают рядом особенностей, отличающих их от антиклинальных складок. Специфической чертой очаговых поднятий является их изолированное расположение; они не сопровождаются синклинальными складками, отличаются близкими к изометричным очертаниями и пологими дислокациями; для них характерно совмещение более мелких купольных воздыманий в пределах более крупных поднятий.

Частая рудоносность подобных структур требует разработки специальной методики для их выделения и картирования.

Необходимо отметить, что тяготение локальных рудоносных площадей к купольным структурам уже давно отмечалось различными геологами (например, Ньюхаузом). Особо следует отметить факты зонального распределения оруденения в рудных районах, узлах и полях, приуроченных к очаговым структурам. Эта зональность может проявляться в последовательной смене более ранних высокотемпературных типов оруденения во внутренних частях площади низкотемпературными и образованными в более поздний этап во внешних частях. Примеры подобного рода имеются в Забайкалье (Константинов и др., 1967) и во многих других рудных регионах.

Интересен и другой тип зональности в пределах очаговых структур, которая может характеризоваться как моноасцендент-

ная. Последняя проявляется в форме направленной смены количества и ассоциаций элементов-примесей в наиболее распространенных рудных минералах. Подобная зональность, по Бауману, имеется во Фрейбергском рудном районе. Ее возникновение связывается с развитием минерализации на фоне теплового потока, убывающего к периферии рудовмещающей купольной структуры.

Приуроченность к купольным структурам разновозрастного оруденения и зональное размещение продуктов минерализации позволяют предполагать тесную связь между развитием очаговых зон и образованием оруденения. Очаговые купольные структуры могут быть сравнительно легко намечены в пределах областей со слабыми дислокациями по структурным признакам и по ассоциациям магматических пород. Однако в складчатых областях для их выделения следует прибегать к дополнительным построениям. При этом можно опираться на скачкообразное изменение залегания зеркала складчатости (плоскости, касательной к шарнирам складок), составлять структурные карты, отражающие в изолиниях положение подошвы молодых покровных отложений, а также использовать морфоструктурные построения и дешифрирование аэрофотоснимков.

О ПЕРИОДАХ ПОВЫШЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

До недавнего времени большинство исследователей принимали существование только двух главных типов развития земной коры — платформенного и геосинклинального. При этом геосинклинали в противовес платформам и щитам рассматривали как области сосредоточения активных тектонических движений, в том числе тех, которые сопровождались магматической деятельностью. Но изучение особенностей геологического строения Азиатского материка позволило в недавнее время выявить широкое развитие своеобразных процессов, которые вовлекают части платформ, а также областей завершенной складчатости в активные тектонические движения, сопровождающиеся различными формами проявлений магматизма (Павловский, 1948; Масайтис, Старицкий, 1963; Нагибина, 1963; Корешков, 1960; Щеглов, 1967).

Эти процессы, выделяемые некоторыми авторами под названием процессов активизации, рассматриваются ими как третий тип развития земной коры в противоположность геосинклинальному и платформенному типам. Особый интерес к этому вопросу вызван тем, что процессы активизации в ряде случаев сопровождаются мощным развитием рудообразования.

В настоящее время все большим признанием начинают пользоваться идеи об автономии процессов активизации, охваты-

вающих одновременно подвижные пояса и платформы, и о независимости их от движений в соседних геосинклиналях (Белоусов, 1962; Карпова, 1966; и др.). Необходимо, однако, отметить, что термин «тектоническая активизация» принимается далеко не всеми. Справедливо отмечается, что он неточно отражает сущность соответствующего процесса. Здесь мы предпочитаем говорить о периодах повышенной тектонической и магматической активности, используя термин «активизация» в условной форме.

Предполагается, что в какой-то части указанные процессы в жестких блоках, соседних с геосинклиналями, могут быть обусловлены этими последними. Однако синхронность процессов не может служить весомым доказательством в пользу их разделения на автономные и «наведенные», так как она свидетельствует лишь о подчинении общим тектоническим ритмам, отчетливо проявляющимся в ослабленных зонах разного типа.

Геофизические данные о соотношении между направлением изостатических сил и направлением вертикальных движений проливают известный свет на их тектоническую природу в областях «активизации». По данным М. Е. Артемьева (1965), отдельные зоны областей активизации, испытывающие опускания, характеризуются отрицательными изостатическими аномалиями, а районы относительных поднятий — положительными изостатическими аномалиями, что свидетельствует об антиизостатическом характере движений в областях активизации. Поскольку в течение этого процесса кора все более удаляется от положения изостатического равновесия, такие движения могут вызываться лишь глубинными подкоровыми изменениями (Гзовский, 1963). По Б. А. Андрееву (1963), районы сводовых поднятий, связанных с активизацией, характеризуются наличием обширных зон региональных отрицательных аномалий силы тяжести, которые связаны с увеличением общей мощности земной коры за счет увеличения базальтового слоя.

Имеющийся в настоящее время обширный фактический материал позволяет говорить о том, что эпохи резкого усиления тектонических и магматических процессов, вовлекающих в сферу своего влияния разнородные участки земной коры, возникают периодически. В течение мезозоя и кайнозоя могут быть выделены следующие периоды резкого возрастания тектонической и магматической активности, имеющие анхипланетарный характер: позднетриасовый — раннеюрский, позднеюрский, позднемеловой (сенонский) и плиоцен-раннечетвертичный. Как можно видеть, большинство этих импульсов в мезо-кайнозойской истории Земли приурочено к окончанию геологических периодов, что легко объяснить, исходя из предположения о влиянии пароксизмов «активизации» на развитие и обновление органической жизни нашей планеты.

Наряду с анхипланетарными периодами геологической активности существуют и периоды подчиненного им порядка. Влияние их не распространяется на всю планету, но проявляется в отдельных крупных регионах, нередко значительно удаленных один от другого. В числе таких периодов следует, повидимому, назвать эоценовый, отчетливо проявившийся в Закавказье, в системе Балканид и в пределах вулканического пояса Сихотэ-Алиня, и миоценовый, значение которого, помимо упомянутых территорий, было также велико для Камчатки.

Периоды повышенной тектонической и магматической активности, достигая планетарного размаха, проявляются неодинаково в пределах соседних мегаблоков, принадлежащих по размеру к сквозным структурам первого и второго порядков. Установлено, что с определенными импульсами повышенной активности связаны преобладающее сжатие, сопровождающееся общей тенденцией к воздыманию и внедрению интрузивов в пределах одних мегаблоков, и преобладающее растяжение, характеризующееся по преимуществу нисходящими движениями и излиянием эффузивов в других мегаблоках.

Позднемеловой (сенонский) импульс повышенной глубинной активности следует рассматривать как один из наиболее интенсивных и широко распространенных в пределах позднемезозойского цикла. В большинстве случаев в пределах континентальной части востока Азии складчатые движения в мезозоидах завершились раньше этого этапа, с которым связаны замыкание, поднятие и интрузивная деятельность в вулканогенных прогибах или окончание развития сводовых поднятий на платформах.

Совершенно по-иному этот импульс проявился в пределах мегаблока, охватывающего акватории современного Японского моря, Камчатку и островные дуги в этой части Тихого океана. Здесь господствовали тенденции к погружению, отразившиеся в наиболее ранних проявлениях деструктивных процессов, предшественников «океанизации» в пределах суши Японского моря, и в заложении Камчатской геосинклинали, разделившей на этом участке консолидированные массивы Охотии и Берингии.

Таким образом, есть основание выделять два типа проявления глубинной активности. Первый характеризуется расколом и погружением устойчивых участков земной коры, образованием геосинклинальных (в том числе эвгеосинклинальных) прогибов, глубоководных впадин в пределах эпиконтинентальных морей и базальтоидным, по преимуществу подводным, вулканизмом. Второй тип определяет общая тенденция к воздыманию, образованию сводовых поднятий, замыканию прогибов, внедрению гранитов. На этом фоне периодически возникающие негативные структуры занимают ограниченные территории, выражаясь как правило, образованием наложенных впадин различных типов.

Два главнейших типа глубинной активности в пределах одного и того же блока периодически сменяют один другого. Примером может служить развивающийся в качестве поднятия до второй половины мелового периода мегаблок современных Японского и Охотского морей. Примерно с сенона здесь начали проявляться тенденции к погружению, сопровождавшемуся процессами «океанизации» континентальной коры и заложением геосинклиналей. Важно также отметить, что по границе двух мегаблоков с различной преобладающей направленностью движения нередко возникают переходные зоны, отстающие от господствующей тенденции развития и даже обретающие на определенный период противоположную тенденцию. Таковы, по-видимому, системы вулканических поясов, возникающие как своеобразные прогибы в пределах области, испытывающей общее поднятие на границе с соседним интенсивно погружающимся мегаблоком.

Все высказанное не дает, однако, основания для заключения о существовании «активизации», сопряженной с развитием соседних геосинклиналей. Приведенные факты не оставляют сомнения, что здесь господствуют более крупные закономерности, выходящие по своему размаху далеко за пределы истории развития отдельных геосинклинальных прогибов.

Сказанное позволяет определить крупнейшие тектоно-магматические мегациклы в качестве отрезков геологического времени, в течение которых мегаблоки первого и второго порядков проходят два последовательно сменяющих один другого периода развития. В целом это будут крупнейшие периоды поступательного развития с разнонаправленными тенденциями. На фоне перечисленных наиболее глубинных и наиболее длительных эволюционных процессов протекают циклы подчиненного порядка, определяющиеся как глубинными импульсами подчиненного значения, так и компенсационными движениями, сопровождающими развитие земной коры. Последнее, таким образом, происходит в условиях интерференции тектонических движений, протекающих в различных ритмах и имеющих различные по глубине источники.

В этой связи интересно еще раз вернуться к вопросу о положении гранитных интрузий в общем ходе тектоно-магматического развития мегаблоков. Как уже отмечалось, прежние представления о связи гранитов с эпохами складчатости и о внедрении их в антиклинориях в настоящее время не принимаются рядом исследователей. Во многих регионах граниты являются послескладчатыми. Но интервал времени, отделяющий внедрение гранитов от завершающей складчатости, может быть различным. Изложенный материал, касающийся размещения гранитоидов на востоке Азии, позволяет говорить о наличии эпох массовых внедрений гранитов, которые в эти эпохи проявляют-

Размеры структурных областей	Порядки структур	Структурные области			
		Сквозные структуры	Структуры земной коры		
Площадь — десятки миллионов квадратных километров	I	Планетарные сквозные мегаблоки, прослеживающиеся через материки и океаны (например, Великий геораздел Азиатского материка)	Материки и океаны		
Ширина — до полутора тысяч километров, длина — первые тысячи километров	II	Трансрегиональные мегаблоки — области, испытывающие длительное поднятие или погружение, охватывающие участки геосинклинальных подвижных поясов и прилегающих платформ, крупнейшие мегакольцевые структуры	Океанические платформы и океанические валы; системы океанических рвов	Устойчивые материковые платформы и щиты	Эпиплатформенные геоантиклинальные подвижные пояса (по Хаину), трансрегиональный вулканический пояс (Тихоокеанский)
Удлиненные: ширина — до несколько сотен километров, длина — первые тысячи километров. Изометричные в поперечнике — до тысячи километров	III	Поперечные поднятия и погружения геосинклинальных подвижных поясов, платформ, и т. д	Океанические рвы	Синеклизы и антеклизы	Парагеосинклинальные системы
			Рифты, авлакогены, региональные вулканические пояса		
Ширина — десятки километров, длина — сотни километров	IV	Поперечные звенья (поднятия и погружения) геосинклинально-складчатых систем	Наложенные вулканогенные впадины типа «дива»		
Ширина — первые десятки километров, длина — до сотни километров	V		—		
Площадь—400—1500 км²	VI	Элементарные тектоно-магматические блоки (очаговые			
Площадь — до первых сотен квадратных километров	VII	Локальные блоки			

ся в равной мере как в складчатых областях, так и на активизированных платформах и развиваются в рамках крупнейших сквозных структур. В этом отношении эпохи массовых внедрений гранитов обнаруживают сходство с эпохами горообразования.

Подобным же образом можно проследить независимый характер образования большинства наложенных впадин. В связи со сказанным вопрос о соотношении «активизации» и «ороген-

АРЕАЛОВ МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

	Разломы		Ареалы магматизма	Рудоносные площади
	Ограничивающие сквозные структуры	Ограничивающие структуры земной коры		
	Планетарные «сверхглубинные» системы разломов, секущие границы материков и океанов или разделяющие их (геосинклинальные подвижные пояса)			
Геосинклинальные подвижные пояса	Трансрегиональные глубинные разломы, секущие границы подвижных поясов и платформ	Зоны глубинных разломов, разделяющих подвижные пояса и платформы	Трансрегиональные ареалы	Металлогенические провинции
Геосинклинальные системы Срединные массивы	«Сквозные» глубинные разломы, ограничивающие поперечные поднятия и погружения внутри геосинклинальных подвижных поясов или блоки платформ	Краевые швы, отделяющие геосинклинальные системы от срединных массивов и платформ	Региональные ареалы	—
Структурно-формационные зоны геосинклиналей: интрагеоантиклинали, интрагеосинклинали	«Сквозные» глубинные разломы, ограничивающие поперечные поднятия и погружения геосинклинальных систем региональных вулканических поясов и т.д.	Структурные швы, разделяющие структурно-формационные зоны геосинклиналей и т. д.	Интрарегиональные ареалы	Металлогенические зоны (области)
Структурно-формационные подзоны интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей		Разломы, ограничивающие структурно-формационные зоны геосинклинальных систем	Звенья интрарегиональных ареалов	Металлогенические подзоны
структуры)	Скрытые разломы фундамента и конкретные разрывы, ограничивающие элементарные блоки		Очаговые ареалы	Рудные районы
	—	Локальные разрывы	Локальные магматические ареалы	Рудные поля

ного этапа» развития геосинклиналей, являющийся в настоящее время предметом широкой дискуссии, получает следующее толкование. Так называемый орогенный этап развития геосинклиналей в большинстве случаев отражает общие импульсы глубинной тектонической активности в пределах молодых складчатых областей. Поэтому трудно разделить широко распространенную точку зрения о существовании трех типов структурного развития: платформенного, геосинклинального и связанного с

«активизацией» (сводово-глыбового). В действительности есть основание противопоставлять стабильные структуры (мегаблоков) структурам, периодически вовлекающимся в активные движения. Такие структуры и являются магмоконтролирующими. В заключение подчеркнем особенности взаимоотношений глубинных импульсов повышенной геологической активности с процессами, обусловливающими заложение и развитие структур земной коры.

В периоды эволюционного развития, соответствующие интервалам времени между двумя импульсами повышенной геологической активности, тектонические движения, связанные с менее глубинными процессами, совершаются значительно чаще. Таким образом, в определенные периоды земная кора, по-видимому, развивается в условиях интерференции тектонических движений, совершающихся в различных ритмах и имеющих различные глубинные источники.

Возникая под влиянием глубинных возмущений, сопровождающихся разрушением стабилизированных участков, структуры земной коры развиваются под влиянием сил, стремящихся восстановить нарушенное равновесие. Но крупнейшие импульсы повышенной тектонической и магматической активности, распространяющиеся на огромные площади и захватывающие в их пределах участки с различными типами структур земной коры, прерывают и изменяют естественный ход их дальнейшего развития.

Периоды «активизации» — это одновременно и периоды перестройки структурного плана, которая проявляется в форме оживления сквозных разломов в фундаменте. Последние являются элементами древнейших ортогональной и диагональной систем разломов Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Намечаемые закономерности взаимосвязи тектонических и магматических процессов важны в первую очередь как основа развития методов прогнозирования на полезные ископаемые.

Суммарная металлогеническая характеристика крупнейших мегаблоков, представляющих собою рудные провинции, зависит по-видимому, от режима развития соответствующего мегаблока в период рудообразования. В самом грубом приближении периодам сжатия и воздымания соответствует металлогения внешних зон по Ю. А. Билибину и С. С. Смирнову, а периодам растяжения и погружения — металлогения внутренних зон. Вместе с тем в основу конкретного прогнозирования практически интересных рудных месторождений могут быть с полным основанием положены изложенные выше представления о рудопроводящих и рудоконцентрирующих структурах, в узлах пересечения которых возникают соответствующие рудные узлы и районы.

Все сказанное позволяет построить чисто гипотетическую модель процесса, согласно которой различные по глубине зоны Земли в пределах определенных регионов избирательно обогащены тем или иным рудным элементом. Минерализация, поступающая непосредственно из этих зон, как правило, является рассеянной и не представляет промышленного интереса. Только на месте пересечения с особой системой сквозных глубинных разломов, отнесенных к рудоконцентрирующим, под влиянием проникающих по ней перегретых потоков особых, свойственных более глубинным зонам эманаций, происходят переотложение и концентрация упомянутой рассеянной минерализации с образованием крупных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий.— Материалы по общей и региональной тектонике (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, **85**).

Артемьев М. Е. Нарушения изостатического равновесия и направленность вертикальных движений земной коры.— Докл. АН СССР, 1965, **160**, № 5.

Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости.— Сов. геология, 1958, № 1.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», 1963.

Горин В. А. Евразийский (Урало-Кавказско-Аравийский) нефтегазоносный пояс разломов земной коры и происхождение нефти и газа.— Докл. АН, 1967, **172**, № 4.

Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 1.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.

Иликсон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— Тезисы докладов годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ. Л., 1966.

Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В., Хомич С. В., Андреева М. Г. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 8.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.

Красный Л. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Материалы к I Всес. конфер. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.

Красный Л. И., Андреев Б. А. Геологическое строение, глубинная структура и геологическая история Востока СССР.— Тезисы докладов выездной сессии ОНЗ СССР, 1965.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Т. Об особом типе структур Восточной Азии (Третий основной структурный элемент континентальной коры — дива).— Материалы по общей и региональной тектонике (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 85).

Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 7.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. Изд-во АН СССР, 1963.
Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., 1960.
Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.
Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка.— В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». М., 1964.
Ривош Л. А. О тектоническом строении Камчатского полуострова и прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. М., 1967.
Синицын В. М. Об одной особенности геологической структуры Азии.— Труды геол. музея им. Карпинского, 1963, вып. 14а.
Томсон И. Н., Кравцов В. С. О возрасте оловянного оруденения в восточноазиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации.— В кн. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.
Уиссер. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2. М., 1964.
Устиновский Ю. Б. Мезозойско-кайнозойские впадины южной части Дальнего Востока.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962.
Хаин В. Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой структуре земной коры).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, № 4.
Хаин В. Е. «Основные типы тектонических структур земной коры и деформации горных пород». М., 1960.
Хаин В. Е. 1. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 12.
Хаин В. Е. 2. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структура и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии.— Сов. геология, 1966, № 12.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ

Ф. И. ВОЛЬФСОН, Л. И. ЛУКИН, В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ, И. З. КОРИН, Е. П. МАЛИНОВСКИЙ, Ю. Г. САФОНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Для выяснения закономерностей размещения оруденения важное значение имеет анализ истории геологического развития рудоносной территории. Многочисленные исследования в этом направлении, выполненные геологами Советского Союза за последние десятилетия, способствовали выявлению новых рудных месторождений, в том числе не выходящих на земную поверхность.

Для обобщения данных об условиях формирования гидротермальных рудных месторождений, находящихся в различных геотектонических областях и имеющих разный геологический возраст, может быть использован метод, основанный на выявлении важнейших особенностей месторождений, сформированных в различных структурных этажах и ярусах. Особую ценность этот метод имеет при анализе размещения оруденения в металлогенических зонах или рудных районах.

Структурные этажи. Под структурным этажом нами понимается комплекс геологических образований, соответствующий определенному крупному этапу развития данной территории. Структурные этажи различаются по условиям их формирования (литологический состав, мощность слоистых толщ и т. д.), степени метаморфизма пород, особенностям проявления тектоники и магматизма. Границы между структурными этажами обусловлены значительными перерывами в осадконакоплении, проявлением складчатости и последующим размывом. Это выражается в региональных угловых несогласиях и резкой смене фаций слоистых толщ.

Структурные ярусы представляют собой части структурного этажа. Они различаются между собой по степени деформированности и метаморфизма пород, формам проявления магматической деятельности и гидротермальной минерализации. Структурные ярусы обычно разделены местными угловыми несогласиями.

В рудоносных провинциях простого (моноцикличного) геосинклинального развития рационально выделять три структурных этажа: фундамент, или основание, геосинклинальный структурный этаж и платформенный структурный этаж.

Фундамент сложен обычно древними, как правило, существенно метаморфизованными и деформированными, породами и представляет жесткое основание данной геосинклинали. Разрез геосинклинального структурного этажа начинается с грубообломочных толщ и продуктов преимущественно основных подводных излияний; выше залегают мощные толщи осадочных терригенных либо карбонатных пород. Эти образования смяты в линейные складки и прорваны крупными интрузивами. Верхи этажа отражают замыкание геосинклинали и переход ее в платформу; для этого периода характерны осадочные или осадочно-вулканогенные толщи относительно небольшой мощности, слабо дислоцированные и прорванные малыми интрузивами трещинного типа.

Платформенный структурный этаж характеризуется развитием карбонатных либо песчано-сланцевых толщ, представляющих собой относительно слабо метаморфизованные отложения эпиконтинентальных морей. Эти образования, как правило, сохраняют мощность и литологический состав на значительных площадях и отличаются пологим залеганием. В областях, не претерпевших последующей активизации, в породах платформенного этажа какие-либо проявления магматизма и эндогенной минерализации отсутствуют.

При полицикличном развитии территории число геосинклинальных структурных этажей возрастает. Например, на Кавказе, где проявились четыре цикла геосинклинального развития (каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский), соответственно выделяются четыре геосинклинальных структурных этажа.

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ РУДОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В областях с геосинклинальным типом развития промышленное гидротермальное оруденение, как правило, возникает в поздние стадии тектоно-магматического цикла, т. е. в период перехода данной территории от геосинклинального этапа развития к платформенному. При этом не исключаются и более ранние месторождения, например (по мнению ряда авторов) некоторые колчеданные и скарновые. В тех же случаях, когда данная территория после длительного спокойного развития в платформенных условиях подвергается активизации, промышленное оруденение проявляется на ее поздних стадиях. В областях с полицикличным геосинклинальным развитием оруденение может

проявляться неоднократно, но, как правило, в конце тектоно-магматического цикла.

При выяснении возраста оруденения часто возникают серьезные затруднения. Иногда ошибочно полагают, что отсутствие оруденения в толще, лежащей выше рудовмещающих пород, является достаточным основанием для отнесения этой толщи к послерудным образованиям. Но нередко верхняя граница оруденения находится под породами, которые в силу своих физико-механических свойств ограничивали продвижение рудоносных растворов. Для решения вопроса о том, является данная толща пород дорудной или послерудной, нередко требуются специальные исследования. Определенную помощь в выяснении времени формирования оруденения оказывают наблюдения над соотношением его с телами малых интрузий, формирующихся, как правило, в поздний этап развития геосинклинали. Существенное значение имеет также определение абсолютного возраста пород и оруденения.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ

При сопоставлении важнейших особенностей строения и минерализации гидротермальных рудных месторождений, приуроченных к различным структурным этажам и ярусам, обнаруживаются определенные закономерности, которые необходимо учитывать при изучении металлогении рудных районов и оценке их перспектив.

Главнейшие закономерности локализации оруденения в пределах отдельных структурных этажей обусловливаются историей их формирования и зависят от следующих факторов:

1) состава и строения слоистых толщ; степени их однородности по площади и по разрезу; наличию в разрезе пластов, резко различающихся по гранулометрическому и химическому составам, а также по физико-механическим свойствам;

2) степени общего метаморфизма пород;

3) деформированности толщи;

4) роли крупных соскладчатых интрузивов и малых интрузий трещинного типа, а также эффузивных и экструзивных образований;

5) полноты развития структурных этажей и отдельных ярусов геосинклинального структурного этажа, относительной близости фундамента к поверхности;

6) степени тектонической активности и характера деформаций (пластическая, хрупкая) в процессе формирования оруденения.

Гидротермальные месторождения, располагающиеся в различных структурных этажах и ярусах, отличаются по:

1) глубине формирования оруденения от поверхности Земли и интервалу его распространения по вертикали;

2) минеральному составу руд, относительной роли в них сульфидных и окисных соединений;

3) преобладающему способу образования рудных тел (замещение или выполнение трещин и пор);

4) структурному контролю оруденения (относительной роли складчатых и разрывных нарушений в локализации рудных тел);

5) морфологии рудных тел и характеру их выклинивания по восстанию.

Эти особенности мы рассмотрим на примерах хорошо известных месторождений.

Особенности локализации оруденения в фундаменте

Породы фундамента отличаются относительно высокой степенью метаморфизма; среди них нередки кристаллические сланцы и гнейсы; существенную роль играют пластические деформации, что проявляется в будинаже отдельных прослоев, образовании тонкой полосчатости и сложных складок течения.

В фундаменте обычны крупные зоны разломов, местами прослеживающиеся на десятки километров. Эти зоны заложены при древнем складкообразовании и имеют длительную историю развития.

Обычно в зонах разломов наблюдаются бластомилониты и дайки; породы подверглись метаморфизму более низких ступеней, наложенному на высокотемпературные изменения.

Гидротермальное оруденение в породах фундамента может возникать как в связи с древней складчатостью и метаморфизмом, так и значительно позже, когда отдельные глыбы фундамента оказываются в зонах наложенных геосинклиналей или в зонах активизации платформенных областей.

В омоложенных платформенных областях необходимо различать две группы месторождений — древние, являющиеся собственно частью фундамента, и молодые — наложенные. Древние месторождения в фундаменте тесно связаны с его складчатыми структурами. Как правило, они обнаруживаются в отдельных мобильных зонах, часто синклинального строения. Детальные исследования показывают, что древнее гидротермальное оруденение в фундаменте сформировано после главного периода динамометаморфизма, хотя отдельные месторождения несут на себе следы его более позднего проявления. В качестве характерных примеров укажем крупные свинцово-цинковые месторождения Брокен-Хилл в Австралии, Сулливан в Канаде, Цумеб в Юго-Западной Африке, жильные золоторудные месторождения Колар в

Индии, Морру-Велью в Бразилии и скарново-шеелитовые месторождения этой страны.

Образование свинцово-цинковых древних месторождений в фундаменте обычно является результатом замещения пластов благоприятных пород на участках пересечения зон сложной складчатости сколовыми нарушениями. Золоторудные жилы приурочены к крупным сколовым нарушениям, связанным со складчатыми деформациями древних толщ; характерен четкий литолого-стратиграфический контроль рудоотложения. Вертикальный интервал промышленного оруденения может достигать 3,5 *км* (Колар). Продуктивные минеральные ассоциации с глубиной и по простиранию рудных залежей не меняются, что свидетельствует о выдержанности термодинамических условий рудоотложения.

Молодое гидротермальное оруденение в фундаменте формируется в совершенно иных условиях, когда его породы выступают в молодых геосинклинальных областях или в районах активизации платформ в виде жестких массивных глыб, потерявших способность к складчатым деформациям. В них подновляются древние разломы и возникают новые. Соответственно молодое оруденение всегда тяготеет к этим разломам; рудные тела имеют форму жил, штокверков и метасоматических залежей. Зачастую встречаются уже не единичные крупные месторождения, а целые рудные районы, несущие самое разнообразное оруденение. В качестве примера укажем на известный порфировый пояс штата Колорадо. В фундаменте залегают молодые крупные свинцово-цинковые месторождения Маданского района в Болгарии и Фрейберга в Рудных Горах Саксонии (ГДР), медное месторождение Кёр д'Ален, молибденовый гигант Клаймакс, медно-серебряное месторождение Магма в США, скарново-шеелитовое месторождение Сангдонг (КНДР). В большинстве месторождений наряду с жильными рудными телами развиты метасоматические залежи. Помимо месторождений, образовавшихся на больших глубинах, известны близповерхностные месторождения (например, месторождение Альмаден в Испании). Многие молодые месторождения в фундаменте сформировались под слабо нарушенным чехлом платформенных отложений (Мадан, Клаймакс), что, видимо, благоприятствовало возникновению крупных рудных концентраций.

Физико-механические свойства пород фундамента играли подчиненную роль в локализации оруденения, так как благодаря глубокому метаморфизму различия этих свойств в разных породах заметно снижаются.

Особенности локализации гидротермального оруденения в геосинклинальном структурном этаже

Породы геосинклинального структурного этажа обычно смяты в складки, разбиты многочисленными разрывными нарушениями и прорваны интрузивными и экструзивными образованиями различного состава. Для рудоносных районов, где вскрыт геосинклинальный структурный этаж, характерно относительно неглубокое залегание пород фундамента, разбитого на отдельные блоки крупными разломами древнего заложения. В геосинклинальном структурном этаже обычно отчетливо выделяются два структурных яруса, различающихся по истории геологического развития и особенностям строения.

Нижний структурный ярус. Образования нижнего структурного яруса отвечают собственно геосинклинальному этапу осадконакопления. В ряде случаев формирование нижнего яруса начинается с образования эффузивов среднего и основного составов, а также ультраосновных и основных интрузивов.

Для нижнего структурного яруса в целом характерно развитие мощных толщ метаморфизованных терригенных, вулканогенных либо карбонатных пород, смятых в линейные, иногда сундучные складки, а также наличие крупных интрузивов гранитоидов, обычно приуроченных к ядрам крупных антиклиналей. Широко развиты крупные разрывные нарушения, сопряженные со сладчатостью. Нередко они переходят из фундамента и частью выклиниваются в пределах рудоносных толщ. Положение рудных тел обычно определяется разрывными нарушениями, сопряженными с крупными разломами. В большинстве случаев рудные тела имеют форму пластовых, иногда седловидных залежей, развившихся преимущественно по межпластовым срывам, особенно широко распространенным на участках чередования пород, различающихся по физико-механическим свойствам. Секущие разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью, также нередко бывают рудовмещающими. Они оказывают существенное влияние на форму рудных тел, обусловливая развитие сложных (складчатых и трещинных) структур.

В формировании рудных тел наряду с выполнением полостей важное значение имеет замещение пород, благоприятных по химическим свойствам. Выполнение пор, по-видимому, играет подчиненную роль. По восстанию оруденение часто ограничивается пластами пород, менее благоприятных для замещения. На ранних стадиях формирования месторождений существенную роль играют пластические деформации; с зонами пластического течения среди известняков обычно бывает связано образование ранних скарнов. Последующие стадии рудного процесса развиваются уже в основном в условиях проявления хрупких деформаций. Характерным примером локализации оруденения в

нижнем ярусе геосинклинального этажа являются колчеданные месторождения Среднего и Южного Урала, которые располагаются среди толщи метаморфизованных эффузивов, отвечающих ранней стадии развития геосинклинали. В образованиях нижнего яруса расположено известное золоторудное месторождение Бендиго (Австралия), представленное согласными седловидными жилами в песчано-сланцевой толще, преимущественно в приосевых частях складок.

Подобные условия залегания рудных тел характерны и для многочисленных свинцово-цинковых месторождений Рудного Алтая. Они также имеют форму пластообразных залежей, иногда многоярусных. Отчетливо устанавливается приуроченность оруденения к пачкам тонкого переслаивания терригенных, карбонатных, туфогенных и эффузивных пород, существенно различающихся по физико-механическим свойствам. Руды формировались преимущественно путем замещения алевролитов и туфов.

Существенно отличаются условия локализации оруденения в тех образованиях нижнего яруса, которые представлены неслоистыми плотными метаморфизованными известняками, а также интрузивными породами. Локализация оруденения в неслоистых известняках определяется в основном разрывными нарушениями, сопряженными со складчатостью. Рудные тела образовались в местах сочленения или пересечения разрывов разных направлений, в значительной мере путем замещения; характерны круто склоняющиеся трубы и непротяженные линзообразные залежи. Отсутствие ясно выраженной слоистости способствовало образованию трещин и формированию рудных тел жильной формы. Верхней границей трубчатых тел иногда служат дорудные разрывные нарушения с тектонической глинкой. Примерами локализации оруденения в неслоистых карбонатных породах могут служить некоторые участки Кансайского рудного поля в Карамазаре, где положение скарновых рудных тел определяется местами пересечения разрывных нарушений различных направлений; частично эти нарушения проходят в более древних зонах пластического течения, возникших при складкообразовании.

В интрузивных породах нижнего яруса геосинклинального этажа рудоотложение носило характер заполнения трещин, заложенных еще в процессе становления массивов. Такие трещины часто вмещают тела даек и имеют значительную протяженность. Приоткрывания трещин в процессе формирования месторождений были во многих случаях обусловлены движениями вдоль крупных региональных разломов.

Таким образом, для локализации оруденения в нижнем ярусе геосинклинального структурного этажа важное значение имели тектонические факторы, а также особенности состава и строения рудовмещающих пород.

Верхний структурный ярус. Формирование верхнего структурного яруса связано с заключительным этапом развития геосинклинали и переходом ее в платформу. Для него характерны эффузивы, преимущественно среднего и кислого составов, а также породы жерловых фаций и субвулканических тел. Складчатые формы не имеют существенного значения; отмечаются лишь пологие брахискладки. Вместе с тем интенсивно проявлялись разрывные нарушения различного масштаба. Крупные разломы древнего заложения послужили каналами для проникновения эффузивов и часто включают тела малых интрузий, возраст которых близок к возрасту оруденения.

Месторождения образовались преимущественно в местах, где глубина залегания жесткого основания была относительно небольшой; их положение контролируется разрывными нарушениями, сопряженными с крупными разломами. Рудные тела возникли в условиях проявления хрупких деформаций рудовмещающих пород. Рудоотложение в основном носило характер выполнения открытых полостей и пор; процессы замещения играли подчиненную роль. Соответственно рудные тела имеют форму жил или сложных штокверков. Последние особенно характерны для верхних горизонтов месторождений. Продуктивные минеральные ассоциации прослеживаются на относительно малую глубину и отличаются бо́льшим развитием окисных соединений по сравнению с рудными телами, располагающимися в фундаменте и в нижнем ярусе геосинклинального этажа, где трещины были менее открыты. Оруденение часто заканчивается под горизонтами малопроницаемых пород либо под пологими разрывными нарушениями с тектонической глинкой.

Хорошим примером локализации оруденения в верхнем ярусе геосинклинального структурного этажа являются месторождения свинцово-цинковых и висмутсодержащих медных руд Северного Таджикистана. Рудные тела этих месторождений приурочены к пологопадающим эффузивам верхнего карбона и ограничиваются залегающими выше более плотными фельзитами пермо-триаса. Рудоотложение происходило в разрывных нарушениях, сопряженных с крупными разломами, близ краевых частей верхнепалеозойских мульд. Рудные тела часто залегают в древних вулканических аппаратах или кислых субвулканических массивах и выходят за их пределы в толщу вмещающих эффузивов лишь на относительно небольшие расстояния. Верхние части месторождений нередко представляют собой штокверковые зоны, которые с глубиной переходят в жилы. Для большинства месторождений характерно наличие барита; часто наблюдается гематит.

Сходны условия локализации оруденения и в медном порфировом месторождении Кальмакыр Алмалыкского рудного поля (Узбекистан). Здесь сложно построенные изометричные шток-

верки приурочены к апикальным частям штоков гранодиорит-порфира, расположенных в зоне разлома, которая пересекает массив сиенита. Ниже, в области контакта с сиенитом, рудные тела представлены вытянутыми параллельно ему штокверковыми зонами. Изменения структурных условий локализации и формы рудных тел с глубиной известны и для других месторождений медно-порфировых руд. В Каджаранском молибденовом месторождении (Армения) рудоносные штокверки и штокверковые зоны с глубиной переходят в жилообразные тела.

Особенности локализации оруденения в платформенном структурном этаже

В платформенном структурном этаже эндогенное оруденение имеется лишь в том случае, если соответствующие участки земной коры подвергались разрывным деформациям, сопровождавшимся проявлениями магматизма. История таких участков может быть различной. В одних случаях древние породы фундамента, на которых существовали эпиконтинентальные моря, перекрыты чехлом осадочных пород и частично также эффузивными образованиями, занимающими обширные площади. В других случаях осадконакопление и эффузивная деятельность проявились в пределах небольших прогибов, возникших в процессе активизации консолидированных складчатых областей.

По геологическому строению платформенный структурный этаж во многом сходен с верхним ярусом геосинклинального этажа. Но между ними есть и существенное различие. Складчатые структуры в платформенном этаже почти отсутствуют. Слоистые осадочные и эффузивные породы залегают горизонтально, и лишь в непосредственной близости от разрывных нарушение их толщи приобретают более крутое падение.

Для многих платформенных областей, подвергшихся активизации, характерно развитие лентообразных послойных, почти горизонтальных метасоматических рудных залежей, возникших в связи с проявлением интенсивной трещиноватости в отдельных горизонтах и отходящих от секущих разломов. Оруденение заканчивается под горизонтами пород, слабо проницаемых для рудоносных растворов, и особенно часто под пологими нарушениями с тектонической глинкой.

Типичным примером локализации оруденения в платформенном структурном этаже являются известные свинцово-цинковые месторождения бассейна рек Миссисипи и Миссури, представленные залежами типа «манто» в пологопадающих кембрийских доломитах. В сходных условиях формировалось золоторудное месторождение Лебединое на Алдане, где оруденение приурочено к толще кембрийских пород. Рудные тела залегают в местах пересечения разрывными нарушениями пластов известняков,

переслаивающихся с силлоподобными телами щелочных экструзивных и эффузивных пород. Менее четко выражен структурный контроль урано-ванадиевого оруденения в платформенном чехле плато Колорадо.

Та часть платформенных осадочно-эффузивных толщ, которая сформировалась в процессе активизации платформ, обычно является экраном для рудоносных растворов, но нередки случаи, когда оруденение, обычно низкотемпературное, локализуется в этих толщах. Примером может служить Балейское золоторудное месторождение в Забайкалье, где золотоносные жилы залегают в слабо метаморфизованных пологозалегающих песчаниках и конгломератах, выполняющих пологую межгорную депрессию. Отложение руд в основном происходило путем выполнения трещин.

В областях развития молодого вулканизма на активизированных платформах оруденение бывает связано с вулканическими аппаратами, кальдерами, а также с купольными структурами. Ряд таких месторождений известен на западе США и в Мексике.

О ГЛУБИНЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

В настоящее время можно считать установленным, что верхние части средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений свинца, цинка и флюорита, частично золота и других металлов, формировались на глубине 400—800 *м* от земной поверхности периода рудоотложения. Высокотемпературные свинцово-цинковые месторождения скарновой формации, а также некоторые вольфрамовые, оловянные и молибденовые месторождения образовались, по-видимому, на несколько бóльших глубинах (до 1000—2000 *м*).

Верхние границы локализации оруденения в общем определялись изменением термодинамических условий, приводящим к нарушению равновесия в растворах и выпадению рудного вещества. Существенное влияние на их положение оказывали особенности геологического строения соответствующих участков земной коры, например наличие горизонтов плотных малопроницаемых пород, поверхностей стратиграфических несогласий, пологих разрывных нарушений и т. д. В отдельных случаях, распространение низкотемпературного оруденения вверх, по-видимому, ограничивалось слоями пород с бóльшей проницаемостью, способствующей нарушению равновесия в движущихся рудоносных растворах.

О распространении оруденения на глубину можно судить, исходя из опыта эксплуатационных работ. Большинство гидротермальных месторождений, включая и скрытые, заканчивается на глубинах не более 1—1,5 *км* от современной земной поверхности. Лишь некоторые месторождения золота, реже дру-

гих металлов, прослеживаются до глубины 2,5—3,5 *км*. Отмечается, что наибольший размах распространения оруденения по вертикали свойствен месторождениям, приуроченным к фундаменту и нижнему ярусу геосинклинального этажа.

По мнению ряда исследователей, общий вертикальный размах гидротермального оруденения всех генетических типов не превышает 4000—5000 *м*. Очевидно, ниже этих глубин рудоконтролирующие трещины переходят в зоны пластического течения и отсутствуют условия для осаждения руд, хотя сохраняется возможность проникновения растворов. Та часть разреза земной коры, в пределах которой может локализоваться гидротермальное оруденение, получила название «критическая зона» [1].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БЛОКИ С РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ

Как правило, рудоносные территории расчленены крупными разрывными нарушениями на блоки, имеющие различную историю развития. Одни блоки испытывали продолжительное опускание, приведшее к накоплению мощных толщ осадков на породах фундамента, другие длительное время поднимались, что обусловило незначительную мощность осадков. Для некоторых блоков характерна смена разнонаправленных движений, приведшая к частым перерывам осадкообразования и возникновению стратиграфических несогласий.

Тектонические блоки, обособленные один от другого еще в ранние этапы формирования рудоносных территорий, развивались в связи с движениями по ограничивающим их разломам. Эти движения обусловили относительные поднятия и опускания отдельных блоков. Последующая предрудная денудация привела к тому, что к моменту рудоотложения на земной поверхности в соседних блоках обнажились образования различных структурных ярусов и даже этажей. На соответствующих глубинах, определяемых положением критической зоны, в них образовались гидротермальные руды.

В результате послерудной денудации близкие по времени формирования месторождения оказались на современном эрозионном срезе в соседних блоках среди образований различных структурных этажей и ярусов; они различаются по геологическому строению, форме рудных тел и минеральному составу руд. Примером является район Южного Карамазара. Здесь тектонические блоки, сложенные карбонатными породами нижнего яруса геосинклинального структурного этажа, включают пластовые либо сложные (определяемые складчатыми и разрывными нарушениями) метасоматические свинцово-цинковые рудные тела

[1] Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах (Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10).

в скарнах, а в прилегающих блоках, представленных эффузивами верхнего структурного яруса, развиты секущие жилы выполнения.

В зависимости от истории развития тектонических блоков в них по разному представлены различные структурные этажи и ярусы, а, следовательно, различными были структурные условия локализации оруденения. Так, если в пределах активизированной платформы в данном тектоническом блоке мощность платформенных отложений достаточно велика, критическая зона оруденения целиком располагается в толще этих отложений. Наоборот, при небольшой мощности образований платформенного этажа оруденение локализуется в фундаменте. Наконец, имеются случаи, когда верхняя граница критической зоны проходит в платформенных образованиях, а нижняя — в образованиях фундамента; в таких случаях оруденение переходит из одного структурного этажа в другой. Подобные соотношения установлены в Родопском рудном районе (Болгария), где свинцово-цинковые рудные тела распространены в кристаллических сланцах фундамента и переходят в вышележащие платформенные образования палеогена.

Аналогичные соотношения отмечаются и для тектонических блоков, представляющих собой часть земной коры с геосинклинальным развитием. Если в момент формирования оруденения мощность верхнего яруса геосинклинального этажа значительна, критическая зона оруденения не выходит за его пределы. Если же мощность образований верхнего яруса невелика, оруденение в нем может вовсе не проявиться и его можно ожидать в нижнем ярусе геосинклинального этажа. Возможны также случаи, когда критическая зона захватывает низы верхнего и верхи нижнего яруса геосинклинального структурного этажа.

Общая картина размещения оруденения в различных тектонических блоках сильно усложняется в связи с проявлением послерудных нарушений. Перемещения по ним и послерудная денудация приводят к тому, что в одних тектонических блоках оруденение еще не обнажено, в других — выходит на земную поверхность, а в третьих — уже нацело смыто.

Все сказанное имеет весьма существенное значение при прогнозировании гидротермального оруденения в пределах отдельных территорий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. При выяснении структурных условий локализации гидротермального оруденения в пределах рудоносных зон и рудных районов важное значение имеет выделение структурных этажей и ярусов, отражающих основные этапы истории геологического развития соответствующих участков земной коры.

Целесообразно выделять три структурных этажа: фундамент (основание), представленный древними метаморфизованными породами; геосинклинальный структурный этаж, сформированный в основной этап осадконакопления и складчатости; и платформенный этаж.

Названные структурные этажи отличаются по условиям осадконакопления, составу и мощности слоистых толщ, их тектонике, метаморфизму, а также по проявлению магматизма и процессов рудообразования.

2. Основная масса промышленных гидротермальных рудных месторождений образована в заключительные этапы развития геосинклиналей.

Платформенный структурный этаж, не испытавший активизации, не содержит рудных месторождений. В областях активизации в платформенном этаже проявились разрывные нарушения, магматическая деятельность и процессы рудообразования.

3. Разные условия геологического развития структурных этажей обусловливают различия в локализации в них гидротермального оруденения. Древние месторождения в фундаменте и месторождения в нижнем структурном ярусе геосинклинального этажа обычно контролируются складчатыми структурами и связанными с ними разрывными нарушениями. Гидротермальные месторождения, приуроченные к верхнему ярусу геосинклинального этажа, локализованы в зонах разрывных нарушений, которые сопряжены с крупными разломами, наложенными на складчатость. Гидротермальное оруденение в пределах омоложенных платформ формировалось также в участках проявления хрупких деформаций. Рудные тела локализовались в связи с разрывными нарушениями.

4. Гидротермальное оруденение сосредоточено в пределах «критической зоны», верхняя граница которой для большинства месторождений располагалась на расстоянии 400—2000 *м* от земной поверхности в период рудоотложения. Имеется связь между глубиной формирования, генетическим типом месторождений и положением их в том или ином структурном этаже или ярусе. Глубина верхней границы оруденения зависит также от положения поверхностей крупных несогласий, пологих разрывных нарушений и т. д.

Установление мощности толщ пород, под которыми формировалось оруденение, важно для выделения площадей, перспективных в отношении поисков скрытых рудных тел и месторождений.

Нижняя граница распространения оруденения от бывшей земной поверхности располагается на глубине 2000—4500 *м*; она больше для рудных тел, приуроченных к низам геосинклинального этажа и особенно — к образованиям фундамента.

5. Перемещения в дорудное и послерудное время по региональным разрывным нарушениям выводят на один уровень образования различных структурных этажей и ярусов, чем определяются различные условия локализации одновозрастного оруденения в соседних тектонических блоках.

6) Учет отмеченных особенностей локализации оруденения может способствовать более правильному проведению работ по выявлению скрытых гидротермальных месторождений и прогнозированию структурных особенностей рудных месторождений и рудных тел в различных геологических условиях.

ТЕОРИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ОРУДЕНЕНИЕ

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

В настоящее время в научной литературе все чаще возникают дискуссии по вопросу об процессах образования тех или иных пород: представляют они метасоматические, магматические или метаморфические образования; а если метасоматические, то как они возникли: посредством диффузии компонентов или под воздействием просачивания растворов?

Наличие зональности ставит вопрос о возникновении ее за счет наложения нескольких процессов (пульсации растворов) или воздействия одного потока растворов. Разрешение этих вопросов необходимо для понимания генезиса месторождений, а следовательно, и для их успешной разведки. А для разрешения этих проблем необходимо развитие более или менее жестких физико-химических теорий различных возможных процессов, в частности метасоматических, которые дали бы критерии для диагностики их различных видов.

Проблемам теории метасоматоза и метасоматической зональности были посвящены многочисленные работы автора, начиная с 1946 г. В настоящее время мною подготовлена сводная монография по теории метасоматической зональности, и здесь мне следует изложить ее главнейшие выводы.

Большинство метасоматических замещений протекает с сохранением постоянного объема (правило Линдгрена). В этом случае объем породы является независимым фактором минерального равновесия, так же как и давление порового раствора, тогда как давление на минералы будет зависеть как от исходного состава породы, так и от концентрации порового раствора: чем выше давление на минералы, тем выше концентрация порового раствора, и наоборот. Можно говорить о кристаллизационном давлении минерала, зависимом от концентрации порового раствора. Если обозначить давление порового раствора $p_{ж}$, а давление на минерал $p_{м}$, произведение растворимости минерала, находящегося под избыточным давлением, или его мольную концентрацию в этих условиях, как $C_{м}$, а концентрацию (произведение растворимости) минерала, насыщающего раствор при равном давлении на минерал и раствор, как $C_{м}^{н}$ (концентрация насыщения), то можно предложить следующую упрощенную

формулу:

$$p_м - p_ж = RT\rho_м \frac{C_м}{C_м^н} \qquad (1)$$

где $\rho_м$ — мольная плотность минерала.

Отсюда видно, что в разных зонах метасоматической колонки вследствие различной концентрации поровых растворов давление в породе может быть различным. Это может привести к механическим перемещениям в колонке с выравниванием давления с переходом к замещению с постоянным давлением, но с изменяющимся объемом. Такие случаи при метасоматозе нередки.

В перемещении компонентов при метасоматозе следует различать два крайних случая: 1) диффузия компонентов через застойные поровые растворы и 2) перенос компонентов за счет просачивания (инфильтрации) растворов через горные породы. Возможны комбинации этих двух видов переноса и также их смешанные проявления; но прежде всего теория должна быть развита для этих двух крайних случаев как простейших. Расстояние проявления инфильтрации пропорционально времени, а диффузии — квадратному корню из времени. Поэтому значение диффузии с расстоянием быстро убывает. Геологические наблюдения, например над мощностью реакционных диффузионных зон взаимодействия между химически неравновесными породами, показывают, что диффузионный метасоматоз распространяется только на несколько метров, едва ли когда-либо больше, чем на 10—15 *м*, тогда как инфильтрационный метасоматоз может захватить километровые толщи горных пород.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЙ МЕТАСОМАТОЗ

Пусть водный раствор просачивается через горную породу однородного исходного состава по весьма тонкой и равномерной системе пор настолько медленно, что всюду соблюдаются условия локального равновесия. Замещение идет с сохранением объема породы. Для этого случая выводится для каждого компонента, кроме растворителя H_2O, следующее дифференциальное уравнение:

$$-\left(\frac{\partial \bar{i}}{\partial v}\right)_x - P\left(\frac{\partial C_i}{\partial v}\right)_x = \varphi_i\left(\frac{\partial C_i}{\partial_x}\right)_v, \quad (i = a, \ldots, k), \qquad (2)$$

где $\bar{i}$ — содержание компонента i в единице объема породы, v — объем раствора, просочившегося через единицу площади поперечного сечения метасоматической колонки. P — пористость породы, C_i — концентрация компонента в поровом растворе, x — расстояние вдоль колонки от начального сечения, φ_i — коэффициент фильтрационного эффекта для $i (0 \leqslant \varphi_i \leqslant 1)$.

Если температура и давление для всей колонки постоянны, то в системе из k компонентов в уравнении (2) при определенном составе исходной породы и определенной концентрации вступающего в породу раствора только две переменные могут быть независимы, в качестве которых мы выбираем x и v.

Далее оказывается, что эти две переменные для простых начальных и граничных условий и при постоянстве T и p для всей колонки могут быть заменены одной переменной $Z=x/v$, что приводит нас к системе уравнений:

$$Z=\varphi_i\frac{dC_i}{dZ}\Big/\left(\frac{d\bar{i}}{dZ}+P\frac{dC_i}{dZ}\right),\quad (i=a,\ \ldots,\ k). \tag{3}$$

Эта замена переменных возможна в тех случаях, когда начальные и граничные условия могут быть выражены через одну новую переменную. Таковы условия постоянства состава поступающего раствора ($C_i=C_i^0$ при $Z=0$) и однородный состав исходной замещаемой породы ($i=\bar{t}_0$ при $Z=\infty$).

Наличие только одной независимой переменной доказывает, что по мере просачивания раствора происходит лишь равномерное разрастание колонки без изменения состава разрастающихся зон с сохранением постоянной величины отношения $Z=x/v$ для каждого определенного фронта замещения.

Далее из уравнений (3) можно вывести, что при отсутствии градиента температуры или давления невозможно замещение с постепенным изменением количественного минерального состава. При таком постепенном замещении концентрация компонентов замещаемых минералов в поровом растворе вдоль колонки не изменялась бы ($dC_i dZ=0$), а следовательно, и скорость продвижения такого замещения была бы равна нулю ($Z=x/v=0$). Отсюда следует, что при изотермическом инфильтрационном метасоматозе возникают резкие фронты замещения, на каждом из которых один из минералов породы подвергается полному замещению. Этот вывод очень важен потому, что раньше наличие резких фронтов замещения рассматривалось как доказательство наложения нового процесса замещения (пульсации).

На каждом фронте замещения происходит скачок не только в содержании компонентов, но и в их концентрации в поровом растворе. Отсюда возникает важное отличие инфильтрационных метасоматических колонок от диффузионных. При диффузионном метасоматозе постепенно и непрерывно изменяется концентрация поровых растворов на протяжении метасоматической колонки, а соответственно постепенно изменяются составы переменных минералов. При инфильтрационном метасоматозе эти же минералы ведут себя как минералы постоянного состава или с крайне ограниченной переменностью состава.

Хотя возможны реакции замещения с увеличением числа минералов, в общем по мере замещения, как инфильтрационного, так и диффузионного, число одновременно устойчивых минералов уменьшается, и при произвольной концентрации воздействующих растворов конечным продуктом метасоматоза будет мономинеральная порода. Тенденция к мономинеральности — характернейшая черта метасоматических образований, позволяющая отличать их от магматических и метаморфических.

Резкость фронтов замещения может нарушаться под влиянием поверхностной энергии минералов, из-за которой на фронте полного растворения или замещения мелких и более деформированных зерен может происходить рост более крупных и совершенных кристаллов тех же минералов, как обладающих меньшей поверхностной энергией и потому могущих расти при более низкой концентрации поровых растворов. Это имеет большое значение при образовании некоторых друз минералов. Кроме того, впереди фронта полного замещения возможно осаждение минералов в трещинах породы.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ДИФФУЗИОННОГО ЗАМЕЩЕНИЯ

Исходя из законов диффузии Фика, для диффузионного замещения в многокомпонентной системе может быть выведена следующая система дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial\left(\bar{i}+PC_i\right)}{\partial t}=D_i\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}\cong\frac{\partial\bar{i}}{\partial t},\quad (i=a,\ \ldots,\ k). \tag{4}$$

Здесь $\bar{i}$ — содержание компонента i в единице объема породы, P — пористость, C_i — концентрация i в поровом растворе, t — время, D_i — коэффициент диффузии, x — расстояние вдоль направления диффузии. Предполагается равномерная пористость замещаемой породы, сохранение объема породы при замещении, отсутствие градиента температуры, плоскость фронта замещения, соблюдение локального равновесия между минералами и поровым раствором, независимое диффундирование разных компонентов.

Система (4) вследствие взаимосвязи между составами породы и раствора содержит только две независимые переменные — x и t. Однако при простейших начальных и граничных условиях эти две переменные можно свести к одной посредством подстановки $w=\frac{x}{\sqrt{t}}$, что приводит нас к системе уравнений:

$$w=-2D_a\frac{d^2C_a}{dw^2}\Big/\frac{d\bar{a}}{dw}=\ldots=-2D_k\frac{d^2C_k}{dw^2}\Big/\frac{d\bar{k}}{dw}=\frac{x}{\sqrt{t}}. \tag{5}$$

Наличие только одной переменной доказывает, что в этих простейших случаях диффузионного метасоматоза определенной величине w соответствует постоянный состав породы и порового раствора, т. е. разрастание диффузионной метасоматической колонки не сопровождается изменением состава зон. Такими простейшими условиями является плоскость фронта замещения, а при околотрещинном метасоматозе — также постоянного состава проточного раствора в трещине. Из тождества $w=\frac{x}{\sqrt{t}}$ также следует, что скорость продвижения каждого фронта замещения обратно пропорциональна корню из времени и уменьшается пропорционально с пройденным расстоянием:

$$\frac{dx}{dt}=\frac{w}{2\sqrt{t}}=\frac{w^2}{2x}.$$

Из уравнения (5) могут быть выведены основные особенности диффузионной метасоматической зональности. Как и при инфильтрационном метасоматозе, при диффузии должны возникнуть резкие фронты замещения, на каждом из которых один из минералов подвергается полному замещению; причем также по мере замещения в общем случае число одновременных минералов уменьшается вплоть до мономинерального замещения. Диффузионная метасоматическая колонка отличается от инфильтрационной не только упомянутым полным проявлением переменности в составе минералов, но и рядом других особенностей, которые имеют важное значение, в частности в отношении условий осаждения рудных компонентов.

Случаи гидротермального оруденения, при которых градиенты температуры и давления несущественны

На основании основных уравнений инфильтрационного и диффузионного метасоматоза могут быть рассмотрены различные возможные типы этих процессов. Но здесь мы ограничимся только теми случаями, которые имеют значение в образовании гидротермального оруденения. Первоначально рассмотрим те процессы, при которых градиенты температуры и давления не играют существенной роли и состав поступающих в породу растворов постоянен, т. е. волна кислотных компонентов отсутствует.

Один из важных случаев осаждения рудных компонентов растворов — это образование ими с компонентами замещаемой породы реакционных минералов. Так, например, раствор с рудным компонентом f при вступлении в породу, сложенную минералом A, может замещать ее реакционным минералом FA с образованием простейшей колонки: $\longrightarrow$FA|A$\longrightarrow$. Так, при вступлении растворов в пиритоносную породу медь может осаждаться в

виде халькопирита $CuFeS_2$, а при вступлении в известняки вольфрам может осадиться в виде шеелита ($CaWO_4$). Еще большее значение имеет случай осаждения рудных нереакционных минералов на фронте растворения более основной породы, в особенности карбонатной, вследствие влияния взаимодействия оснований в растворе. Так, на фронте растворения основного минерала B может осадиться из раствора минерал Q, например при растворении известняка или другой основной породы часто осаждаются сульфиды различных металлов. Замещаемая порода должна иметь более основной состав, чем те породы, через которые растворы просачивались перед этим. Осажденные рудные минералы вслед за осаждением в этом случае должны подвергаться растворению или замещению другими минералами, например кварцем, с образованием колонки типа →кварц|сульфиды|известняк→.

Случаи замещения такого рода нередки, но до сих пор их было принято объяснять только сменой растворов (пульсацией), тогда как они возможны и при неизменном составе поступающих растворов.

Возможен случай «обогащения перемещенным компонентом». Пусть замещаемая горная порода сложена двумя минералами Q и B, которые оба имеют основные свойства (т. е. понижают растворимость друг друга), причем просачивающийся раствор растворяет B быстрее, чем Q. Тогда на фронте растворения B должно происходить частичное осаждение минерала Q, с образованием им здесь зоны обогащения или даже мономинеральной зоны, которая вслед за тем может замещаться каким-либо жильным минералом F, с образованием колонки →F|Q± ±F|Q+B→. Так, на фронте полного окварцевания гранита может возникнуть зона грейзена, сложенного кварцем и мусковитом и по сравнению с замещаемым гранитом обогащенного глиноземом. Эта зона может быть обогащена также некоторыми редкими элементами гранитоида.

При метасоматозе с сохранением постоянного объема давление на минералы в разных зонах может быть различным, а потому поровые растворы, находящиеся под меньшим давлением, чем минералы, могут быть пересыщены, способны отлагать пересыщающие их компоненты при вступлении в пустоты. Поэтому при возникновении трещин среди сжатых пород в них будут осаждаться пересыщающие растворы компоненты, среди которых могут быть и рудные; причем первоначально возможно осаждение нескольких минералов одновременно. По мере заполнения пустоты давление в ней будет возрастать и минералы, менее пересыщающие раствор, станут растворяться пока все не будут замещены одним минералом, которым втекающий раствор пересыщен в наибольшей степени. Обычно это один из жильных минералов, например кварц. Таким образом возникает ко-

лонка типа →кварц|кварц+рудные минералы|пустота→, или в общем случае: →F|F+G|F+G+H|Ж→.

Если растворы просачиваются через неоднородную толщу пород с различной пористостью и различным коэффициентом фильтрационного эффекта в разных породах, то, как показывает теория фильтрационного эффекта (Коржинский, 1947), в разных зонах может устанавливаться разная концентрация поровых растворов. Действительно, при установлении стационарного потока для каждого компонента произведение $C_i\varphi_i = \text{const}$ для всего потока, т. е., чем меньше φ_i (чем тоньше пористость) в данном участке потока, тем больше концентрация данного компонента в поровом растворе. В более тонкопористых участках эта концентрация может превзойти концентрацию насыщения, и тогда начнется осаждение труднее фильтрующихся компонентов с замещением ими данной тонкопористой породы. Многочисленные геологические примеры оруденения, которые могли бы быть объяснены таким образом, были даны Мэкей (Mackay, 1946). Но неясно, почему рудные компоненты должны задерживаться в большей степени, чем породообразующие компоненты раствора, например глинозем. Вероятно, в этих случаях основное значение имеет прохождение опережающей волны кислотности, контрастность воздействия которой усиливается на контакте пород различной пористости.

Обратимся теперь к случаям оруденения при диффузионных процессах. Здесь также возможно осаждение рудных компонентов раствора посредством образования реакционных минералов. Однако наиболее важный при инфильтрации случай осаждения рудных минералов на фронте замещения основных пород при диффузионных процессах становится невозможным. Это отличие вызывается тем, что в то время как при инфильтрации выравниваются концентрации компонентов поровых растворов, диффузия ведет к выравниванию химических потенциалов компонентов. При втекании раствора данной концентрации в более основную породу в результате влияния кислотно-основного взаимодействия химический потенциал рудного компонента при его постоянной концентрации может повыситься настолько, что произойдет его осаждение. Диффузия же может происходить только в сторону падающего химического потенциала, т. е. из насыщенных растворов только в сторону недосыщенных.

Для того чтобы диффузия привела к осаждению какого-либо нереакционного минерала, необходимо, чтобы в соседнем участке раствор был сильно пересыщен этим минералом. Так, при неравномерном сжатии пород может иметь место диффузионное переотложение всех компонентов этих пород в ослабленные зоны. Но так как гидротермальные растворы сами поднимаются по ослабленным зонам, то диффузия из них рудных компонентов с отложением их в боковых породах в виде самостоятельных

(нереакционных) минералов представляется невероятной. По той же причине не может иметь существенного значения диффузионное отложение рудных минералов в пустотах пород: диффузия может привести к выполнению пустот лишь минералами окружающих пород. Отпадает также случай «обогащения перемещенным компонентом».

Интересен случай «метасоматической усадки» при десиликации в процессе диффузионного биметасоматоза. Диффузия кремнезема из полевошпатовой породы в боковые недосыщенные кремнеземом породы (гипербазиты, доломиты) иногда сопровождается уменьшением объема десилицированной породы; причем за счет полевошпатовой породы, например пегматита, возникают весьма богатые глиноземом образования, иногда содержащие даже такие глиноземные минералы, как корунд, шпинель.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ НАЛИЧИИ ТЕМПЕРАТУРНОГО ГРАДИЕНТА И ВОЛНЫ КИСЛОТНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Наличие температурного градиента оказывает существенное влияние лишь на инфильтрационные, но не диффузионные процессы. Это, очевидно, связано с малой скоростью диффузии через поры пород по сравнению с выравниванием температурного градиента в породах. Вообще при высоких температурах скорость диффузии повышается настолько, что существование термодиффузионных процессов не может быть исключено. Но геологические данные не дают явных примеров термодиффузионных явлений, и на тех небольших расстояниях, на которых отмечается диффузия компонентов, температура оказывается достаточно выравненной. Поэтому ниже рассматриваются только инфильтрационные процессы. Образование «волны кислотности» также, конечно, возможно лишь в инфильтрационных потоках растворов.

При наличии температурного градиента растворимость компонентов в фильтрующихся растворах с расстоянием может изменяться, и это может привести к постепенному осаждению или растворению минералов. Поэтому при температурном градиенте более или менее затушевывается резкость фронтов замещения, свойственная изотермическому инфильтрационному метасоматозу. По мере проникновения восходящих гидротермальных растворов в менее прогретые породы может происходить постепенное осаждение рудных и других минералов за счет замещения ими тех первичных минералов породы, растворимость которых с понижением температуры возрастает или остается постоянной.

При объяснении вертикальной зональности постмагматических явлений можно было бы предположить, что с понижением температуры кислотность послемагматических растворов снача-

ла возрастает, а после достижения на некоторой изотерме максимума начинает убывать. В этом случае в нижних частях восходящих потоков послемагматических растворов будет проявлено только кислотное выщелачивание оснований из пород (с замещением их кварцем), а выше зоны максимальной кислотности растворов будет происходить только осаждение из растворов оснований. Эта схема, конечно, слишком упрощена.

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что в каждом сечении потока послемагматических растворов имеет место как кислотное выщелачивание пород, так и последующее осаждение некоторых оснований, т. е. инверсия кислотности не приурочена к какой-либо изотерме.

Более приближается к геологической действительности гипотеза «опережающей волны кислотности», которая мною неоднократно излагалась. Здесь я остановлюсь главным образом на математической модели этой волны.

Основой гипотезы является допущение, что при кристаллизации магмы в потоке восходящих транс- и послемагматических растворов возникает волна повышенной концентрации кислотных компонентов f. В силу кислотного-фильтрационного эффекта эта волна кислотности перемещается в потоке просачивающихся через горные породы растворов быстрее их основных компонентов. Приняв, что для кислотных компонентов коэффициент фильтрационного эффекта $\varphi_f=1$ (они просачиваются со скоростью растворителя-воды), мы можем выразить существование этой волны следующей формулой:

$$C_f = \frac{A}{2}(1-\cos Z), \quad Z = 2\pi\left[\frac{x-k(v-v_0)}{kv_0}\right], \qquad (6)$$

где C_f — концентрация кислотных компонентов, A — амплитуда волны, x — расстояние вдоль колонки; v — объем просочившегося раствора; v_0 — объем раствора, в котором умещается вся волна кислотности; $k=x/v$ — скорость продвижения волны кислотности (равна также обратной величине пористости). Допускается, что имеется лишь одна волна кислотности, т. е. что при $Z\geqslant 2\pi$ и $Z\leqslant 0$, $C_f=0$.

Геологические данные, несомненно, свидетельствуют о том, что с понижением температуры кислотность остаточных послемагматических растворов первоначально повышается (поскольку послемагматическое кислотное выщелачивание в магматических породах усиливается в краевых более охлажденных частях массивов). Это может быть объяснено возрастанием коэффициентов активности летучих кислот γ_f при конденсации и уплотнении послемагматического флюида. При равновесии жидкой и газообразной фаз концентрация летучих кислот в газовой фазе должна быть выше, чем в жидкой, при равенстве их активно-

стей. Поэтому при конденсации газообразной фазы активность кислот в жидкости должна возрастать.

Геологические данные далее показывают, что активность кислотной волны выше некоторой зоны максимального выщелачивания понижается, причиной чего может являться либо рассеяние кислотных компонентов в боковых породах, либо понижение коэффициентов их активности при дальнейшем охлаждении растворов. В обоих случаях зависимость активности кислот a_f от расстояния в нашей схеме может быть передана формулой:

$$a_f = \gamma_f C_f = \frac{A}{2}(1-\cos Z)\left(1-\cos\frac{2\pi}{l}x\right), \qquad (7)$$

где l — расстояние от кристаллизующейся магмы, на котором волна кислотности полностью теряет активность или рассеивается.

Пусть поток послемагматических растворов просачивается через породы, содержащие избыток основного компонента i в виде однокомпонентного минерала I. При повышении активности кислотных компонентов в растворе концентрация этого компонента в поровых растворах повышается, а содержание минерала I в породе соответственно понижается. Концентрация C_i на основании (7) может быть выражена следующей формулой:

$$C_i = C_i^0 + qa_f = C_i^0 + \frac{Aq}{2}(1-\cos Z)\left(1-\cos\frac{2\pi}{l}x\right), \qquad (8)$$

где q — коэффициент, который может быть принят постоянным.

Сочетая (8) с основным уравнением инфильтрационного метасоматоза (2), посредством дифференцирования и интегрирования мы можем получить следующее уравнение (Коржинский, 1966):

$$\bar{i} - \bar{i}_0 = -(1-\varphi_i)\frac{Aq}{2k}(1-\cos Z)\left(1-\cos\frac{2\pi}{l}x\right) - \\ -\varphi_i\frac{Aqv_0}{2l}(2\pi - Z + \sin Z)\sin\frac{2\pi}{l}x, \qquad (9)$$

в котором i_0 — исходное содержание компонента i в породе.

На основании этой формулы могут быть построены качественные диаграммы изменения содержания основного компонента i в породах под воздействием потока растворов с опережающей волной кислотности (фиг. 1—3). В качестве абсциссы взято расстояние x от места зарождения волны кислотности, т. е. от кристаллизующейся магмы, а в качестве ординаты — объем просочившегося раствора v. Наклонная прямая $Z=2\pi$ представляет фронт волны кислотности, а $Z=0$ — ее тыл. Кривые линии представляют изолинии содержания основного компонента i в поро-

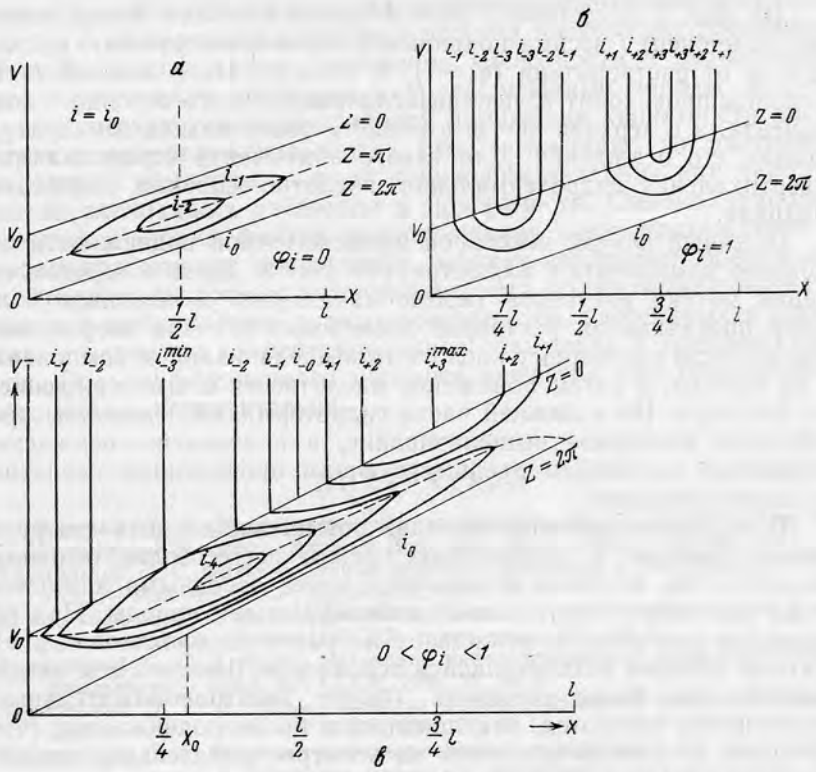


Схема:

расстояние X—объем просочившегося раствора V для потока послемагматических растворов, просачивающихся через породу, содержащую в избытке основной минерал I, $Z = 2\pi$ — фронт опережающей волны кислотных компонентов. $Z = 0$ — тыл этой волны. Проведены изолинии содержаний в породе основного компонента i, причем $i_3 > i_2 > \ldots > i_0 > \ldots > i_{-4}$, где i_0 — исходное содержание компонента в породе. *а* — крайний случай нефильтрующегося компонента ($\varphi_i = 0$); *б* — крайний случай свободно фильтрующегося компонента ($\varphi_i = 1$); *в* — общий промежуточный случай ($0 < \varphi_i < 1$)

де. Фиг. 1 относится к случаю исключительной инертности компонента i с $\varphi_i = 0$. При прохождении волны кислотности он растворяется в поровом растворе, но не увлекается им, а после прохождения волны кислотности осаждается в тех же породах. Но при этом наблюдается «латеральная гидротермальная кислотно-основная дифференциация». Она выражается в том, что в стадию возрастающей кислотности основные компоненты выщелачиваются равномерно из значительных объемов пород, а при понижении кислотности вследствие закупорки пор осаждение оснований происходит преимущественно в трещинах.

На фиг. 2 представлен другой крайний случай, когда основной компонент i весьма подвижен и легко фильтруется, не отставая от растворителя ($\varphi_i = 1$). В этом случае в нижней части колонны происходит только выщелачивание этого основного компонента, а в верхней части, в области более низких температур, только его осаждение. Для такого компонента осуществляется «вертикальная гидротермальная кислотно-основная дифференциация».

Обычный случай некоторой промежуточной подвижности основного компонента i иллюстрирует фиг. 3. Здесь в каждом сечении потока растворов (кроме начального и конечного) по мере просачивания растворов происходит сначала возрастание кислотности растворов с кислотным выщелачиванием компонента i из породы, а затем понижение кислотности с его осаждением из раствора. Но в нижней части гидротермальной колонны преобладает кислотное выщелачивание, а в верхней — осаждение оснований со слабым предшествующим проявлением кислотного выщелачивания.

В многокомпонентных породах повышение кислотности растворов приводит к растворению прежде всего более основных компонентов, которые замещаются менее основными компонентами раствора, с постепенной дебазификацией породы. При понижении кислотности осаждение из раствора происходит в обратном порядке повышающейся основности. Вместе с тем оказывается, что более основные (более электроположительные) компоненты являются, как правило, и более подвижными (что, конечно, не распространяется на электроотрицательные кислотные компоненты). Этим можно объяснить вертикальную зональность оруденения, в общих чертах типичную для гидротермальных колонн. Трех- и более валентные металлы обладают небольшой основностью и подвижностью (φ_i для них мало). Сюда относятся Th, Al, Zr, Ti, Mo, Sn, Ta, Nb, W, TR. Жильные концентрации этих металлов типичны для зон преобладающего кислотного выщелачивания (грейзены, апограниты, метасоматические кварциты). С другой стороны, металлы одно- и двухвалентные отличаются значительными основностью и подвижностью, а потому могут полностью выноситься из нижних частей гидротермальной колонны и отлагаться в ее верхних частях, т. е. в телетермальных месторождениях. Сюда относятся Ba, Ca, Mg, Ag, Cu, Pb, Zn, Hg. Конечно, фильтруемость не единственный фактор гидротермальной дифференциации и из указанной общей закономерности могут быть исключения.

Согласно рассмотренной схеме, источником рудных компонентов гидротермальных месторождений могут быть боковые породы, подвергшиеся кислотному выщелачиванию. Но это, конечно, не исключает привноса рудных компонентов из кристаллизующейся магмы.

Из изложенного следует, что главным фактором концентрированного осаждения руд при гидротермальных процессах является понижение кислотности в потоках восходящих растворов. Частая причина такого понижения кислотности и рудоотложения — вступление растворов в более основные породы. В субвулканических условиях причиной понижения кислотности растворов и рудоотложения может быть выкипание из растворов кислотных компонентов из-за понижения давления при приближении восходящих растворов к поверхности. Однако наиболее важный и общий фактор рудоотложения — это прохождение в инфильтрационных восходящих потоках растворов опережающей волны кислотных компонентов. Эта волна может вызвать сначала мобилизацию рудных компонентов, рассеянных в породах, а затем их концентрированное осаждение в трещинах пород. Роль диффузионного переноса вещества при образовании руд весьма незначительна.

ЛИТЕРАТУРА

Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, ч. 75, вып. 4.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.

Коржинский Д. С. 1. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.

Коржинский Д. С. 2. Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1951, **77**, № 2.

Коржинский Д. С. 3. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1951, **78**, № 1.

Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава.— Докл. АН СССР, 1952, **86**, № 3.

Коржинский Д. С. Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-основная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 2.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», 1965, т. 11. Прага.

Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности.— Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 2.

Mackay R. A. The control of impounding structures on ore deposition.— Econ. Geol., 1946, **41**, № 1.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ, МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И КИБЕРНЕТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Р. М. КОНСТАНТИНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из результатов углубления учения о рудных месторождениях явилось создание металлогении, занимающейся изучением закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре для их прогнозирования.

По нашему мнению наступил период, когда дальнейшее развитие металлогении становится едва ли возможным без применения современных методов научной организации и обработки геологической информации. Лишь с помощью этих методов можно попытаться охватить сложнейшую совокупность геологических явлений, приводящую к появлению месторождений полезных ископаемых. Поэтому как у советских, так и зарубежных исследователей в последние три-четыре года резко возрос интерес к применению в учении о рудных месторождениях методов математической статистики, теории вероятностей, математической логики, к обработке геологической информации на электронно-вычислительных машинах. Естественно, что попытки в этом направлении имеют наибольший успех в тех случаях, когда необходима обработка цифровых данных, а задачи геологического прогнозирования месторождений полезных ископаемых требуют кодирования, хранения и последующей обработки больших объемов разнородной информации; причем некоторые признаки месторождений могут быть охарактеризованы только качественно, другим может быть дана полуколичественная и третьим — количественная характеристика.

Вместе с тем, несомненно, большое значение для прогнозно-металлогенических исследований имеет разработка такой классификации рудных месторождений, которая опиралась бы на объективные признаки, устанавливаемые обычными методами исследования, без привлечения представлений о процессах образования месторождений, часто гипотетических. Потребность в такой классификации тем более очевидна, что большинство прогнозных заключений по перспективам вновь найденных ме-

сторождений основывается на выявлении их аналогий с хорошо изученными месторождениями.

В СССР многими исследователями для классификации месторождений используется представление о «рудных формациях» и делаются попытки модернизировать содержание этого понятия в соответствии с задачами прогнозно-металлогенических исследований (Магакьян, 1950; Захаров, 1953, 1965; Константинов, 1963, 1965; Горжевский, 1964; Кузнецов, 1966).

В наиболее общей формулировке под рудной формацией понимается группа месторождений, имеющих сходный минеральный состав и образующихся в близких геологических условиях. Но эта формулировка недостаточно определенна, так как нет количественных критериев, определяющих, какой минеральный состав можно считать сходным и не ясно, какие геологические условия близки и характерны для формации. Поэтому количество рудных формаций, выделяемых различными исследователями, колеблется от десятков до сотен, что сильно усложняет использование представления о рудных формациях и делает необходимым разработку комплекса специальных методов, который мы вслед за В. А. Кузнецовым, Э. Г. Дистановым, А. А. Оболенским и другими (1966), называем формационным анализом эндогенных рудных месторождений.

Эти методы должны позволять выделять рудные формации или разделять рудные месторождения на группы, наиболее однородные по минеральному составу и геологическим условиям образования руд; по возможности, на основе количественных характеристик минерального состава руд и геологических особенностей месторождений различных групп. Кроме того, необходимы методы, позволяющие как можно более точно выяснить формационную принадлежность любого месторождения. Таким путем могут быть получены ценные результаты для определения вероятной промышленной значимости месторождений и для различных генетических выводов.

Очевидно, для решения поставленной задачи в первую очередь необходимо собрать значительный объем всесторонней геологической информации о рудных месторождениях и затем найти наиболее правильные пути ее обработки с использованием методов математики и кибернетики. Наиболее простые из них использованы в последние годы в ИГЕМ АН СССР коллективом сотрудников (С. В. Сиротинская, А. Л. Бунич, Р. М. Джабар-задэ) под руководством автора и при консультациях профессора Г. А. Соколова, а также А. Н. Дмитриева, Ф. П. Кренделева, Д. А. Родионова.

МЕТОДЫ СБОРА ИНФОРМАЦИИ

Первые попытки собрать информацию о рудных месторождениях, которая после соответствующей обработки может быть использована для их оценки и для выработки прогнозов, сводились к составлению описаний типа кадастровых. Один из вариантов подобного рода описаний для эндогенных месторождений и рудопроявлений был предложен автором (1965); для характеристики месторождений предлагалось учитывать следующие данные: 1) главное полезное ископаемое; 2) номенклатуру листа масштаба 1 : 200 000; 3) порядковый номер объекта; 4) наименование месторождения; 5) его географическое положение; 6) время проведения исследований: а) поиски, б) разведку, в) эксплуатацию; 7) генетический тип, рудную формацию (или характер изменения пород); 8) форму залегания рудных тел, площадь рудного поля, протяженность рудных тел в вертикальном и горизонтальном направлениях, элементы залегания; 9) геологическое положение: а) связь с интрузиями и их возраст[1], б) возрастное соотношение оруденения с интрузиями и дайками, в) положение месторождения относительно рудоносного или одновозрастного интрузива, г) структурный контроль оруденения, д) литологический контроль оруденения, е) дополнительные данные о формировании месторождения (температура, глубинность, возрастные соотношения рудных тел); 10) минералого-геохимическую характеристику: а) минералы (список, количества и формы выделения, схемы последовательности минералообразования с выделением стадий минерализации), б) соответствующие эндогенные околорудные и околожильные изменения, их состав и соотношения с оруденением, в) зональность в рудных телах и гидротермально измененных породах, г) первичные ореолы рассеяния, д) примеси редких и рассеянных элементов, е) вторичные ореолы рассеяния, ж) развитие коры выветривания, з) гидрохимические данные; 11) геофизические данные; 12) оценку описанного месторождения, рудопроявления или гидротермального изменения пород; 13) промышленную ценность: а) количество добытых руд, б) геологические запасы (в том числе по категориям А, В, С), в) балансовые запасы; 14) литературу.

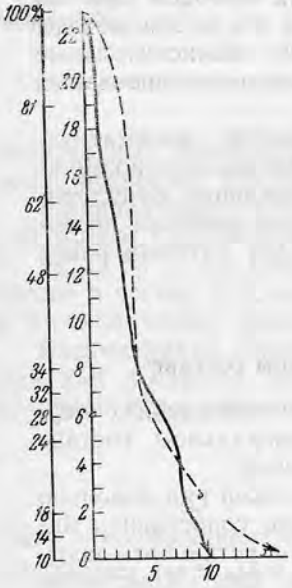
При кодировании на перфокартах были сохранены основные группы перечисленных признаков, но все их включить в код не удалось в связи с ограниченным объемом информации, который можно поместить на перфокарту. Но некоторое ограничение объема информации целиком искупается преимуществами пер-

---

[1] Связь оруденения с определенными интрузиями доказывается редко; сведения более субъективные, чем остальные.

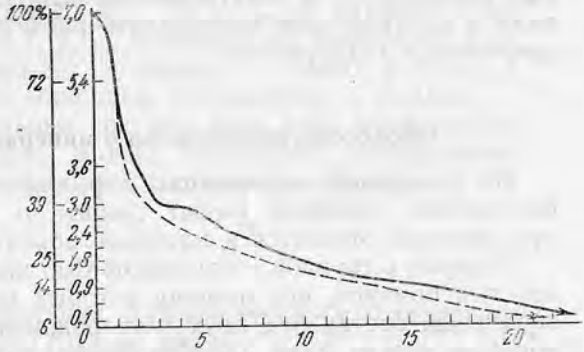
фокарт. Прежде всего исчезает необходимость поддерживать порядок во взаимном расположении карточек и сокращается объем картотеки, так как после обработки каждая карточка несет на самой себе всю рубрикацию, которая в обычных картотеках дается в указателях. Последнее обстоятельство также значительно сокращает время, необходимое для поисков нужных сведений, их статического подбора, выяснения корреляции различных признаков месторождений.

При помощи перфокарт, в частности, легко могут быть получены характеристики частоты встречаемости различных минералов в рудах каких-либо месторождений или частоты встречаемости месторождений какого-либо вида минерального сырья, залегающего в различных породах. На фиг. 1 и 2 показаны такие кривые для оловорудных месторождений. Анализ кривых показывает, что закон распределения приближается к нормальному и что



Фиг. 1. Частота встречаемости оловорудных месторождений в различных вмещающих породах (по данным для 93 оловорудных месторождений; $\sigma \approx 0{,}19$)

0 — кислые интрузивные породы; *1* — сланцы углистые и глинистые; *2* — песчаники разные; *3* — кристаллические сланцы; *4* — кварциты; *5* — кислые эффузивные породы; *6* — известняки, мраморы; *7* — гнейсы, конгломераты; *8* — доломиты, средние интрузивные породы; *9* — основные интрузивные роговики; *10* — щелочные интрузивные и эффузивные породы



Фиг. 2. Частота встречаемости различных минералов в оловорудных месторождениях (по данным для 76 оловорудных месторождений; $\sigma \approx 0{,}39$)

0 — касситерит; *1* — кварц; *2* — пирит; *3* — сфалерит; *4* — арсенопирит; *5* — галенит; халькопирит; *6* — вольфрамит, *7* — пирротин; *8* — мусковит; *9* — турмалин; *10* — хлорит, станнин; *11* — топаз; *12* — киноварь; *13* — молибденит, анкерит; *14* — золото; *15* — магнетит; *16* — калиевый полевой шпат; *17* — барит; *18* — халцедон, гранаты, серицит; *19* — висмутин, апатит, колумбит, шеелит, аксинит, геденбергит; *20* — буланжерит, антимонит; *21* — берилл, альбит, сложные сульфиды меди, биотит

соответствующие аппроксимирующие кривые могут быть подобраны, исходя из математического уравнения, описывающего кривые нормального распределения (Константинов, Макеева, 1967).

Другие примеры, иллюстрирующие возможности применения перфокарт, рассмотрены ниже.

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИКИ И КИБЕРНЕТИКИ ДЛЯ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ

Отсутствие точных количественных характеристик различных особенностей рудных месторождений — одно из основных препятствий для применения математических методов при их изучении. В то же время даже в тех случаях, когда эти методы оказывались применимыми, соответствующие вычислительные работы были чрезвычайно сложными и требовали значительных затрат времени.

Но интенсивное развитие теории вероятностей, математической статистики и других разделов математики сделало возможным использование при исследовании месторождений качественных показателей, а электронно-вычислительные машины позволили в краткий срок производить расчеты, для которых ранее требовались годы работы.

Обработка информации о минеральном составе

Из различной информации о рудных месторождениях первостепенное значение имеют данные о минеральном составе руд, которые относятся к наиболее объективным.

Автором с группой сотрудников был предложен ряд довольно простых приемов, при помощи которых можно сопоставить минеральный состав руд двух месторождений и установить соотношение между ними (Константинов, Бунич, 1967; Константинов и др., 1968). Рассмотрим один из таких приемов, который использован и для построения классификации месторождений по минеральному составу. Для сравнения месторождений их минеральный состав в связи с отсутствием точных количественных данных характеризуется полуколичественно — в баллах; между количеством минерала в процентах и в баллах по пятибалльной шкале устанавливается определенное соотношение; примером могут служить данные для оловорудных месторождений (табл. 1). Литературным указаниям о большом, среднем и малом количестве минерала, его редких находках соответствуют баллы 4, 3, 2, 1. Если какой-либо минерал присутствует в руде одного из сравниваемых месторождений и отсутствует в руде другого, его балл для последнего месторождения равен нулю. Несмотря на условность и субъективность оценка баллами от-

Таблица 1

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ОЦЕНКОЙ ОТНОСИТЕЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВА МИНЕРАЛА В БАЛЛАХ И В ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТАХ ДЛЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

Вес. %	Кварц	Альбит	Арсенопирит	Барит	Галенит	Кальцит	Пирит	Сидерит	Сфалерит	Турмалин	Хлорит	Остальные минералы
Более 10	4											
10—1	3	4	4	4	4	4	4	4	2	4	4	4
1—0,1	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
0,1—0,01	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Менее 0,01	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

* Цифрами 4—1 выражаются относительные содержания минералов в баллах.

носительных количеств минералов, как будет ясно из дальнейшего, позволяет получить довольно интересные результаты.

Минеральный состав одного из сравниваемых месторождений можно представить как $a_1, a_2, \ldots, a_i, \ldots, a_n$, а другого — как $b_1, b_2, \ldots, b_i, \ldots, b_n$. Цифры 1, 2, ..., n обозначают минералы, входящие в состав руд; например, 1 — кварц; 2 — пирит; а буквы a и b — количество данного минерала, выраженное в баллах.

Рассматривая минеральные составы этих двух месторождений как n-мерные векторы, можно определить коэффициент условной корреляции минеральных составов по формуле

$$\rho = \frac{\langle a, b \rangle}{|a|\,|b|}, \qquad (1)$$

где ρ — коэффициент корреляции, равный косинусу угла между n-мерными векторами $\bar{a}$ и $\bar{b}$ (Хедли, 1966).

$$\langle a, b \rangle = a_1b_1 + a_2b_2 + \ldots + a_ib_i + \ldots + a_nb_n,$$

$$|a| = \sqrt{a_1^2 + a_2^2 + \ldots + a_i^2 + \ldots a_n^2},$$

$$|b| = \sqrt{b_1^2 + b_2^2 + \ldots + b_i^2 + \ldots + b_n^2}.$$

Поясним сказанное примером. Допустим, необходимо сравнить минеральный состав руд месторождений Хапчеранги и Этыка 1. Минеральный состав руд Хапчеранги при оценке количества минералов в баллах выглядит следующим образом: кварц, касситерит — 4, арсенопирит — 3, хлорит — 4, пирит — 2, пирротин — 3, станнин — 1, халькопирит — 2, сфалерит, галенит, карбонаты — 4, кубанит, валлериит — 1; минеральный состав руд месторождения Этыка 1: кварц — 4, касситерит, арсенопи-

рит — 3, пирит — 2, пирротин, станнин, халькопирит, сфалерит, геленит — 1, топаз — 4, флюорит — 3, вольфрамит — 1, мусковит — 4, марказит, калиевый полевой шпат, берилл — 1.

Коэффициент корреляции ρ минеральных составов руд Хапчеранги и Этыки 1 будет равняться:

$$\rho = \frac{4\cdot4+4\cdot3+3\cdot3+\ldots+4\cdot0+1\cdot0+\ldots+0\cdot1}{(4^2+4^2+\ldots+1^2)\,(4^2+3^2+\ldots+1^2)} = \frac{55}{\sqrt{125\cdot188}} = 0{,}523.$$

Коэффициенты корреляций могут быть более надежными критериями различий минерального состава руд, чем чисто субъективные впечатления. Они вполне пригодны для классификации месторождений по минеральному составу. Однако расчеты по приведенной формуле довольно трудоемки. Поэтому была составлена программа для подсчета коэффициентов корреляции — косинусов углов между векторами минерального состава — на электронно-вычислительной машине «Стрела». Исходными данными послужили полуколичественные оценки содержаний минералов в рудах достаточно детально изучавшихся оловянных месторождений различных районов мира, главным образом СССР и Боливии. Использованные данные заимствованы из литературы по оловорудным месторождениям и частично основаны на личных наблюдениях автора. Руды некоторых месторождений, например приуроченных к карбонатным породам, охарактеризованы неполно. Это обстоятельство, а также разнородность литературных источников снижают точность полуколичественных характеристик содержания минералов. Поэтому полученные выводы интересны главным образом для подтверждения возможности использования расчетов по приведенной формуле для формационного анализа. На электронно-вычислительной машине в течение 15 мин. было получено 5000 коэффициентов корреляции, для определения которых потребовалось бы не менее 500 рабочих дней обычных вычислений. Эти коэффициенты были сведены в корреляционную матрицу (Константинов и др., 1968), которая послужила для классификации оловянных месторождений по минеральному составу. Среди многих методов, в том числе рекомендованных в специальной литературе (Миллер, Кан, 1965), не оказалось пригодных для этой цели, так как заранее невозможно определить граничное значение коэффициента корреляции для разделения месторождений на классы, что обычно требуется. Поэтому С. В. Сиротинская разработала несколько менее строгую, но более гибкую систему. Сравнение некоторых результатов, полученных при применении этой системы и метода ветвящихся связей (Миллер, Кан, 1965), показало их большое сходство.

Предложенная система выделения однородных групп на основании корреляционной матрицы заключается в следующем.

1. Отмечают максимальные коэффициенты корреляции в каждой строке матрицы. Обычно имеется один такой коэффициент, редко — два или три для строчек, равных между собой.

2. Выписывают индекс столбца с индексами строк, из которых в данный столбец попали максимальные коэффициенты; столбцы выбирают в порядке убывания числа содержащихся в них максимальных коэффициентов из строк.

В результате этих операций образуются первичные группы, в которых объекты, соответствующие индексу столбца, служат так называемыми ядрами, а объекты, соответствующие индексам строк, содержащих максимальные коэффициенты,— элементами групп.

3. Среди выделенных первичных групп в первую очередь рассматривают группу, содержащую наибольшее число элементов, затем — остальные группы в порядке убывания числа содержащихся в них элементов. Определяют, является ли каждый элемент такой группы ядром другой первичной группы, содержащей меньшее или одинаковое число элементов. Если это так, то последняя присоединяется к группе с бóльшим одинаковым числом элементов. Во вновь присоединенной группе таким же образом рассматривают все элементы, пока перестанут обнаруживаться элементы, являющиеся общими для нескольких групп. Присоединенные группы из дальнейшего рассмотрения исключаются.

4. Если необходимо выделить более общие группы, то сначала выбирают группу с наименьшим числом элементов и рассматривают коэффициенты корреляции ядра этой группы с ядрами других групп. Выбранная группа присоединяется к той, с ядром которой она связана наибольшим коэффициентом корреляции. Затем также поступают и с остальными группами в порядке возрастания в них числа элементов. Вновь образованные группы опять включают в рассмотрение, но уже с новым числом элементов. Процесс продолжается до тех пор, пока не образуется группа (с числом элементов, меньшим или равным числу элементов в других группах), ядро которой имеет одинаковое значение наибольшего коэффициента корреляции с ядрами двух или нескольких остальных групп. Если такой группы не будет, то можно прервать этот процесс после получения достаточно крупных групп, самые маленькие из которых незначительно отличаются одна от другой по числу элементов.

Если у выделенных групп есть общий элемент (не являющийся ядром), он присоединяется к той группе, с ядром которой имеет большее значение коэффициента корреляции. При равных значениях коэффициента корреляции этот элемент присоединяется к той или другой группе произвольно.

В результате применения описанного метода оловорудные месторождения были разделены на четыре группы.

Таблица 2

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ГРУППАХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудная формация	Средние содержания минералов (в баллах)						
Кварц-касситеритовая	Арсенопирит (3), пирит (3,14) пирротин (3,17)	Сфалерит (2,38)	Хлорит (2,38)	Галенит (1,97), мусковит серицит (1,72), сидерит (1,72), халькопирит (1,62)	Кальцит (1,48), марказит (1,38), станнин (1,03), турмалин (1,38)	Апатит (0,62), висмутин (0,79), вольфрамит (0,86), магнетит (0,52), флюорит (0,90)	Адуляр (0,31), аксинит (0,21 , анкерит (0,38), антимонит (0,21), анатаз (0,21), блеклая руда (0,48), бурнонит (0,21), буланжерит (0,28), валлериит (0,28), висмут (0,38), гематит (0,24), глаукодот (0,1), графит (0,17), джемсонит (0,31), золото (0,21), каолинит (0, 38), карбонаты (0,19), козалит (0,1), кубанит (0,27), леллингит (0,27), монацит (0,11), молибденит (0, 21), олигонит (0,14), плагиоклазы (0,41), пираргирит (0, 21), рутил (0,31), серебро самородное (0,17), сфен (0,21), тиллит (0,28), топаз (0,31), франкеит (0,17), циркон (0,21), шеелит (0,31)
Кварц-касситеритовая силикатно-касситеритовая	—	—	Мусковит—серицит (2,05)	Арсенопирит, (1,71), пирит (1,90), турмалин (1,86), флюорит (1,71)	Плагиоклаз, хлорит (1,43)	Адуляр (0,95), гематит (0,90), галенит (0,52), каолинит (0,67), сфалерит (0,62), топаз (0,71), халькопирит (0, 05)	Апатит (0,29), антимонит (0,1), анатаз (0,24), амфиболы (0,14), берилл (0,19), блеклая руда (0,1), висмут (0,14), висмутин (0,14), вольфрамит (0,42), карбонаты (0,24), кальцит (0,14), ксенотим (0,14), кобальтин (0,14), леллингит (0,14), магнетит (0,43), марказит (0,19), молибденит (0,24), ортит (0,14), пирротин (0,24), рутил (0,14), сидерит (0,29), станнин (0,19), сфен (0,1), циркон (0,19), шеелит (0,19)
Сульфидно-касситеритовая и силикатно касситеритовая	—	Топаз (2,54) вольфрамит (2,08)	Арсенопирит (2,43), мусковит — серицит (2,11), пирит (2,04)	Сфалерит (1,79), флюорит (1,86), халькопирит (1,61)	Адуляр (1,18), турмалин (1,18)	Висмутин, (0,68), станнин (0,57), хлорит (0,89), геленит (0,89), литиевые слюды (0,71), молибденит (0,69), плагиоклазы (0,89), пирротин (0,96), жильбертит (0,5), апатит	Анатаз (0,11), амфибол (0,25), барит (0,18), берилл (0,39), блеклая руда (0,36), биотит и гидробиотит (0,39), бурнонит (0,11), висмут (0,39), халцедон—опал (0,18), циркон (0,21), шеелит (0,32), эпидот (0,25), гематит (0,39), глаукодот (0,14), гранаты (0,29), диопсид (0,29), джемсонит (0,1), золото (0,18), каолинит (0,18) кобальтин (0,21), леллингит (2,18), магнетит (0,29), марказит (0,18), монацит (0,1), накрит (0,25), пираргирит (0,14), родохрозит (0,14), рутил (0,18), сидерит (0,26)

Таблица 2 *(окончание)*

Рудная формация	Средние содержания минералов (в баллах)						
Оловянно-полиметаллическая сульфидно-касситеритовая	Пирит (3,23), сфалерит (3,32)	—	Галенит (2,45)	Арсенопирит (1,86), станнин (1,5)	Джемсонит (1,14), пираргирит (1,45), сидерит (1,05), халькопирит (1,18), марказит (1,80)	Адунит (0,5), вольфрамит (0,55), вюртцит (0,64), пирротин (0,91)	Апатит (0,14), анкерит (0,41), андезит (0,41), барит (0,36), буланжерит (0,41), висмут (0,22), висмутин (0,36), гитерманит (0,14), доломит (0,14), кальцит (0,14), магнетит (0,18), мательдит (0,14), мусковит серицит (0,32), олигонит (0,18), родохрозит (0,14), серебро самородное (0,36), тальк (0,14), тиллит (0,45), турмалин (0,27), франкенит (0,45), халцедон (0,36), хлорит (0,23), цинкенит (0,32)

В первую группу попали месторождения, относящиеся преимущественно к сульфидно-касситеритовой и в меньшей степени к силикатно-касситеритовой рудным формациям. Во второй группе оказались месторождения кварц-касситеритовой и в подчиненном количестве силикатно-касситеритовой формации. Третью группу образуют в основном кварц-касситеритовые месторождения и отчасти месторождения сложной кварц - сульфидно - касситеритовой формации. К четвертой группе принадлежат месторождения так называемого галенит-сфалеритового (оловянно-свинцово-цинкового) типа сульфидно-касситеритовой формации.

Таким образом, классификация оловорудных месторождений по минеральному составу построена при помощи расчетов на электронно-вычислительной машине, довольно точно совпала с принятой классификацией этих же месторождений по рудным формациям (Радкевич, 1956). Исключение составили месторождения силикатно-касситеритовой рудной формации, которые оказались в различных по минеральному составу группах. При подсчетах они попали в одну группу с сульфидно-касситеритовыми или с кварц-касситеритовыми месторождениями.

В то же время выделились по минеральному составу в самостоятельную группу оловянно-свинцово-цинковые месторождения, которые по принятой формационной классификации рассматриваются как принадлежащие к сульфидно-касситеритовой формации. Характерно также довольно отчетливое обособление по минеральному составу месторождений сложной кварц-сульфидно-касситеритовой формации в третьей

группе, к которой принадлежит часть месторождений кварц-касситеритовой формации.

В табл. 2 даны средние содержания минералов в различных группах, за исключением кварца и касситерита, содержания которых во всех группах максимальные. Из этой таблицы видны особенности состава каждой группы. Вместе с тем она может быть использована для определения принадлежности к той или иной группе нового месторождения, классификационное положение которого неизвестно. Для этого по приведенной выше формуле нужно вычислить коэффициенты корреляции минерального состава руд этого месторождения. Таким способом нами проверялось классификационное положение многих оловорудных месторождений, в частности месторождений Комсомольского района и Приморья, и были получены удовлетворительные результаты.

Обработка информации о геологических условиях образования месторождений

В настоящее время имеются несколько математических и других методов обработки данных о геологических условиях образования месторождений, которые позволяют выявить взаимосвязи и значение различных факторов рудообразования. Среди них наибольший интерес представляет метод, основанный на дискретном анализе (Дмитриев, Журавлев, Кренделев, 1966), но его использование для обработки геологических данных требует применения электронно-вычислительных машин новейших конструкций.

Автором для проверки обоснованности предположений о взаимосвязях между геологическими факторами рудообразования производилось вычисление критерия χ^2 (критерия Пирсона), используемого, в частности, для проверки взаимосвязей между какими-либо двумя классификациями или вообще двумя группами признаков (Константинов, 1968).

При помощи критерия χ^2 можно в некоторых случаях проверить принятую гипотезу о взаимосвязи между двумя какими-либо группами признаков или двумя классификациями, явно не согласующуюся с опытными данными. В то же время следует учитывать, что согласование гипотезы с критерием χ^2 лишь позволяет установить, что гипотеза не противоречит опытным данным.

Метод вычисления критерия χ^2 при проверке связи между классификациями или группами признаков состоит из следующих операций:

1. Составляется «таблица сопряженных признаков», которая объединяет объекты обеих сравниваемых групп явлений, каким-либо образом классифицированных. Представление об этом дает табл. 3, в которой по вертикали располагаются классы первой

классификации (классы A, B, C), а по горизонтали — второй (классы *Д*, *E*, *F*). В клетках таблицы показаны *a b*, ..., *j*) количества объектов, одновременно попадающие в два класса сравниваемых классификаций.

Таблица 3

СХЕМА ТАБЛИЦЫ СОПРЯЖЕННЫХ ПРИЗНАКОВ

	Д	E	F	Всего
A	a	b	c	$a+b+c$
B	d	e	f	$d+e+f$
C	g	h	j	$g+h+j$
Всего . .	$a+d+g$	$b+e+h$	$c+f+j$	$a+b+c+d+e+f+g+h+j$

2. Подсчитываются значения количества объектов, которые были бы в клетках, если бы связь между двумя классификациями отсутствовала, т. е. для сравнения с полученными данными принимается нуль-гипотеза об отсутствии связи между двумя рассматриваемыми классификациями. Подсчет этого значения (математического ожидания) для клетки с наблюдаемым значением a производится по формуле.

$$a_1 = \frac{(a+b+c)(a+d+g)}{\Sigma a+b+\ldots+j}. \qquad (2)$$

Таким же образом подсчитываются ожидаемые значения для всех других клеток таблицы (b_1, c_1, ..., j_1).

3. Следующий этап — вычисление критерия χ^2 по формуле

$$X^2 = \frac{(a-a_1)^2}{a_1} + \frac{(b-b_1)^2}{b_1} + \ldots + \frac{(j-j_1)^2}{j_1}. \qquad (3)$$

4. Важным моментом является вычисление числа степеней свободы k для χ^2, т. е. числа независимых связей в таблице сопряженных признаков. Простейшим образом это число определяется по формуле

$$k = (r-1)(l-1), \qquad (4)$$

где r — число строк, а l — число столбцов в таблице сопряженных признаков.

Следует иметь в виду, что при применении критерия χ^2 вводятся некоторые ограничения: ожидаемые значения не должны быть меньше пяти, число степеней свободы не должно быть больше тридцати. Если эти условия нарушаются, приходится объединять некоторые строки и столбцы в таблице сопряженных признаков.

После того, как значения χ^2 и k получены, находят по таблицам, имеющимся в соответствующих руководствах (Вентцель, 1966), те вероятности, при которых различия между теоретическими и опытными данными могли бы получиться за счет чисто случайных величин. Возможны малые значения таких вероятностей, если определенный из опытных данных критерий χ^2 больше указываемого в таблицах значения для того же количества степеней свободы и для вероятности 0,1%. Это будет свидетельствовать о том, что нуль-гипотеза, т. е. предположение об отсутствии взаимосвязи между классификациями, не подтверждается, или, иными словами, гипотеза о взаимосвязи двух классификаций не противоречит опытным данным.

Сила взаимосвязей между двумя классификациями может быть подсчитана из выражения χ^2/n, где n — общее число всех объектов. Для сравнения силы взаимосвязей в нескольких таблицах сопряженных признаков с различным числом степеней свободы может быть использована величина

$$\frac{\chi^2}{n(r-1)(l-1)} = \frac{\chi^2}{nk}. \qquad (5)$$

Если число степеней свободы велико (больше, чем учитывается в таблице значений χ^2), то для выяснения взаимосвязей можно воспользоваться выражением

$$d = \sqrt{2\chi^2} - \sqrt{2k-1}, \qquad (6)$$

где d — переменная, примерно подчиняющаяся нормальному закону, ее среднее значение равно 1. При уровне значимости (в соответствии с односторонним критерием), равном 2,5%, если вычисленное d превышает 1,96, можно предполагать наличие процесса, обусловливающего взаимосвязь рассматриваемых геологических факторов.

Приведенный ход вычисления критерия χ^2 показывает, что для его получения необходимы довольно трудоемкие расчеты, особенно с увеличением числа степеней свободы и количества рассматриваемых объектов. Однако выполнение этих расчетов на электронно-вычислительной машине после соответствующего программирования позволяет получить результаты практически мгновенно.

Рассмотрим применение критерия χ^2 для проверки некоторых представлений о существовании взаимосвязей или их отсутствии у различных геологических факторов рудообразования на примере оловорудных формаций и закономерностей их размещения. Считается, что существует взаимосвязь между различными оловорудными формациями и характером вмещающих пород. Для проверки этого положения прежде всего с помощью ручных перфокарт с закодированными сведениями об оловорудных ме-

сторождениях различных формаций была составлена таблица (табл. 4) сопряженных признаков. В таблице показаны количества месторождений определенных оловорудных формаций, приуроченных к породам какого-либо одного класса. Легко видеть, что для силикатно-касситеритовой формации о такой взаимосвязи по имеющимся данным судить трудно, так как предполагаемое количество объектов здесь близко к фактическому, а количество рассматриваемых объектов в целом не очень велико. В противоположность этому для кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций расхождения между фактическими и предполагаемыми значениями велики. Это позволяет предполагать, что для месторождений кварц-касситеритовой формации наиболее благоприятны породы, слагающие кислые гипабиссальные интрузивы или субвулканические тела того же состава и роговики, а для сульфидно-касситеритовой — углистые и глинистые сланцы, кислые эффузивы.

Таблица 4

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ОЛОВОРУДНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ И ТИПАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Рудная формация	Известняки, доломиты, мраморы	Углистые и глинистые сланцы, кислые эффузивы	Песчаники	Породы кислых интрузивов или субвулканических тел, роговики	Всего
Кварц-касситеритовая	7(17)	17(31)	13(16,9)	41(23,2)	78
Силикатно-касситеритовая	4(4,4)	15(15)	12(8,5)	8(11,7)	39
Сульфидно-касситеритовая	7(17,6)	48(34)	19(18,6)	12(25,9)	86
Всего	18	80	44	61	203

Вычисление критерия χ^2, произведенное охарактеризованным выше методом, дает значение 49,3. Число степеней свободы $k = 2 \cdot 3 = 6$. Табличное значение χ^2 для шести степеней свободы и для вероятности $W = 0{,}001$ равно 22,5. Поскольку найденное значение χ^2 значительно больше табличного, можно считать, что гипотеза о наличии взаимосвязи между кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формациями, с одной стороны, и определенными типами вмещающих пород, с другой — не противоречит рассмотренному фактическому материалу.

Пользуясь этим методом, можно проверить статистическую обоснованность других предположений, в частности о связи определенных рудных формаций с различными геологическими структурами, структурными ярусами с определенными магматическими породами и т. д. Более того, по нашему мнению, большинство существующих предположений о взаимосвязях между

различными факторами рудообразования нуждаются в статистическом обосновании, которое может быть сделано хотя бы таким простым методом, как рассмотренный выше.

ВЫВОДЫ

1. Применение даже простейших кибернетических методов для организации и хранения геологической информации (например, перфокарт с краевой перфорацией) в значительной степени повышает эффективность ее использования. Необходимо дальнейшее совершенствование систем кодирования признаков рудных месторождений с использованием для обработки информации электронно-вычислительных машин.

2. Специального внимания заслуживает разработка методов количественной характеристики минерального состава месторождений. Это позволит более успешно применять для сопоставления и классификации месторождений мощные средства современной вычислительной техники.

3. Совершенно новые возможности открываются на путях использования статистических критериев и дискретного анализа для выяснения взаимосвязей различных геологических факторов рудообразования и их значения. Применение при соответствующих расчетах электронно-вычислительных машин позволяет получить результаты, недостижимые иными путями.

ЛИТЕРАТУРА

Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. ИЛ., 1960.

Вентцель Н. С. Теория вероятностей. Изд-во «Наука», 1966.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.

Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6.

Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П. О математических принципах классификации предметов и явлений.— В сб. «Дискретный анализ», № 7, Изд-во СО АН СССР, 1966.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Захаров Е. Е. О некоторых вопросах классификации рудных месторождений.— Сов. геология, 1965, № 9.

Константинов Р. М. Термины и понятия, применяемые при изучении рудной минерализации.— В кн. «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». Изд-во АН СССР, 1963.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.

Константинов Р. М. О применении перфокарт при изучении эндогенных рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.

Константинов Р. М. О статистической обоснованности связей металлогенических факторов.— Сов. геология, № 2, 1968.

Константинов Р. М., Макеева И. Т. Новые данные по геологии месторождений олова, вольфрама, молибдена.— «Итоги науки», серия рудн. месторожд. Изд-во ВИНИТИ, 1967.
Константинов Р. М., Бунич А. Л. Простые методы подсчета корреляций минерального состава рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 7.
Константинов Р. М., Джабар-задэ Р. М., Сиротинская С. В. О применении электронно-вычислительных машин для классификации рудных месторождений по минеральному составу.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
Кузнецов В. А. Эндогенные рудные формации.— В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
Магакьян И. Г. Главнейшие промышленные семейства и типы руд.— Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1950, вып. 4.
Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. Изд-во «Мир», 1965.
Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
Хедли Дж. Линейная алгебра. Изд-во «Высшая школа», 1966.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ И УРАН-ТОРИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л. Н. БЕЛОВА, Ф. И. ВОЛЬФСОН, В. И. КАЗАНСКИЙ, Н. П. ЛАВЕРОВ, Л. И. ЛУКИН, И. В. МЕЛЬНИКОВ, В. А. НЕВСКИЙ, Б. И. ОМЕЛЬЯНЕНКО, Б. Л. РЫБАЛОВ, И. Е. СМОРЧКОВ, Е. П. СОНЮШКИН, А. И. ТИШКИН, Л. В. ХОРОШИЛОВ, И. Г. ЧЕНЦОВ

ВВЕДЕНИЕ

Овладение ядерной энергией повлекло за собой резкое расширение геологических исследований радиоактивных руд, создание сырьевой базы атомной промышленности, открытие новых типов месторождений урана и тория. До 1945 г. были известны ураноносные пегматиты, имевшие минералогическое значение, карнотитовые месторождения типа плато Колорадо, гидротермальные месторождения, главным образом пятиэлементной формации, а также уран-кобальт-медные месторождения типа Шинколобве. Кроме того, были описаны находки урановой смолки и уранинита в золотоносных конгломератах Витватерсранда.

За истекшие двадцать лет представления о геологии урана претерпели существенные изменения. Были обнаружены пегматиты с повышенными концентрациями урана и промышленные месторождения в скарнах. Выявлено широкое разнообразие гидротермальных урановых месторождений, среди которых важное значение приобрели молибден-урановые месторождения. Получено много новых данных о геологии экзогенных месторождений урана, среди которых выделяются как собственно осадочные, так и эпигенетические. Важное промышленное значение получили осадочно-метаморфогенные месторождения ураноносных конгломератов.

Существенно расширились и сведения об уран-ториевых и ториевых месторождениях. Помимо высокотемпературных месторождений, связанных с грейзенами, выявлены новые типы высокотемпературных гидротермальных редкоземельно-ториевых месторождений в карбонатитах, а также собственно магматические месторождения ниобия, тантала и редких земель, связанные со стратифицированными массивами щелочных сиенитов, руды которых содержат торий.

Огромный объем новой информации о геологии гидротермальных урановых месторождений отражен в ряде монографий

и обзоров (Домарев, 1956; Керр, 1956; Мелков, Пухальский, 1957; Семенов, 1959; Суражский, 1960, Котляр, 1961; Якжин, 1961; Lang a. o., 1962; Хейнрих, 1962; Основные черты геохимии урана, 1963; Смирнов, 1963; Геология гидротермальных урановых месторождений, 1966) и многочисленных статьях.

Исследования авторов настоящей статьи были направлены главным образом на детальное изучение гидротермальных урановых рудных полей. Кроме того, работы велись на гидротермальных уран-ториевых месторождениях и так называемых урановых месторождениях «спорного» генезиса. Соответственно в этой статье рассматриваются взаимосвязи геологических позиций и структур гидротермальных урановорудных полей, соотношения уранового оруденения с магматическими процессами и метасоматическими изменениями боковых пород, главнейшие парагенетические ассоциации настурановых руд и условия их отложения; подчеркиваются особенности уран-ториевых месторождений; приводятся аргументы в пользу гидротермального происхождения некоторых месторождений «спорного» генезиса и, наконец, дается общая характеристика зоны окисления гидротермальных урановых руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Гидротермальные урановые месторождения разнообразнее и распространены шире, чем гидротермальные месторождения любого другого металла. Они проявлены во всех крупнейших структурных элементах материков: в складчатых областях, в активизированных областях и на древних платформах. Соответственно ураноносные провинции разделяются на три основные группы с двумя типами в каждой:

I. Ураноносные провинции складчатых областей:
1) приуроченные к интрагеоантиклинальным зонам,
2) приуроченные к срединным массивам.
II. Ураноносные провинции активизированных областей:
1) приуроченные к активизированным платформам,
2) приуроченные к активизированным складчатым областям.
III. Ураноносные провинции древних платформ:
1) приуроченные к зонам крупных разломов,
2) приуроченные к наложенным прогибам.

Реставрация геологического разреза и тектонических структур, существовавших в период рудоотложения, показывает, что верхние части гидротермальных урановых рудных тел формировались на глубине от первых сотен до 700—1000 *м*. Вертикальная протяженность гидротермальных урановых руд достигает 1200—1700 *м*. Таким образом, нижняя граница промышленного оруденения располагается на расстоянии 2000—2700 *м* от ранее

существовавшей дневной поверхности. В эту «критическую зону рудоотложения» в разных провинциях и районах попадают различные комплексы пород со свойственным им залеганием, что и определяет разнообразие геологических позиций и, соответственно, геологических структур гидротермальных урановых рудных полей и месторождений.

В основу предлагаемой систематики гидротермальных урановых полей положены:

1) геотектоническая природа ураноносных провинций,

2) размещение уранового оруденения в том или ином структурном этаже и ярусе (подэтаже),

3) сочетание главных рудоконтролирующих структурных элементов—разрывов, складок, интрузивных тел, вулканических аппаратов и др.,

4) морфология рудных залежей.

Цель систематики — выяснение взаимосвязей между региональными и локальными тектоническими элементами ураноносных провинций, между геологическим положением урановорудных полей и их строением. Для характеристики этих взаимосвязей достаточно сопоставить урановорудные поля складчатых и активизированных областей.

В геосинклинально-складчатых областях промышленные гидротермальные урановые месторождения, как известно, образуются на заключительном этапе развития геосинклинали, в период консолидации и общего воздымания территории, размыва складчатых сооружений, накопления эффузивных и терригенных толщ в локальных впадинах с проявлением кислого и субщелочного близповерхностного магматизма на фоне глыбовых перемещений (Семенов, 1959; Смирнов, 1963; Геология гидротермальных урановых месторождений, 1966). Главная масса гидротермальных урановых руд локализуется в интрагеоантиклинальных зонах и срединных массивах и размещается в геосинклинальном структурном этаже и фундаменте (табл. 1).

Весьма интересны в отношении уранового оруденения наложенные депрессии, возникшие на жестком консолидированном основании, где мощность геосинклинального комплекса резко сокращена, или в зонах краевых разломов, ограничивающих приподнятые блоки. Эти депрессии заполнены стратифицированными вулканогенноосадочными отложениями верхнего яруса геосинклинального этажа и нередко ограничены кольцевыми разломами, существовавшими в период вулканической деятельности и выполненными экструзивными фельзитами или кварцевыми порфирами. Крупные сквозные разломы, рассекающие депрессии, как правило, лишены урановой минерализации, и преобладающая часть урановых руд располагается над скрытыми разломами фундамента в горизонтах благоприятных пород (тип I-а-1), в древних вулканических аппаратах (I-а-2) и в субвулка-

Таблица 1

ГРУППИРОВКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Группы и типы рудных полей			Геологические позиции	Геологические структуры	Формации
Рудные поля в геосинклинальном структурном этаже	В верхнем ярусе	I-а-1—в стратифицированных вулканогенно-осадочных и осадочных отложениях	Краевые или центральные части вулканических депрессий в узлах пересечения и сопряжения разломов нескольких направлений, в нижних и средних частях разреза	Плоские линзы и жилы в крутопадающих трещинных зонах и послойных срывах в горизонтах благоприятных пород	Настуран-сульфидная
		I-а-2— связанные с жерлами вулканов	То же	Линзы, штоки, жилы, тела сложной формы в крутопадающих разрывах и зонах трещиноватости, связанных со структурой некков	Настуран-сульфидная, настуран-карбонатная
		I-а-3— связанные с субвулканическими интрузивами	» »	Трубчатые и линзовидные тела, подчиненные форме интрузивов и контактов их фациальных разновидностей и залегающие в крутопадающих трещинных зонах под экранирующими пологими разрывами	Настуран-сульфидная
	В среднем и нижнем ярусах	I-б-1— в осадочных и эффузивно-осадочных толщах	Зоны сочленения блоков с разным тектоническим развитием, места пересечения краевых и поперечных разломов, участки проявления разновозрастных интрузивов и даек в обрамлении депрессий верхнего яруса	Столбообразные, линзообразные и лентообразные залежи в пачках переслаивания пород, подчиняющиеся складкам, крупным зонам рассланцевания и послойным срывам, иногда на пересечениях с пучками даек	То же
		I-б-2— в экзоконтактах гипабиссальных и абиссальных интрузивов	То же	Жилы и линзовидные тела среди благоприятных пород в зонах разрывных нарушений, сопряженных со складками, вблизи крупных разломов	Настуран-карбонатная
		I-б-3— связанные с гипабиссальными и абиссальными интрузивами в экзоконтактах	Внутренние части интрагеоантиклинальных блоков, места пересечения разломов и проявления молодых интрузивов и даек	Линзо- и жилообразные тела; рудные столбы в участках искривления, сочленения разрывных нарушений, местах пересечения даек	Настуран-силикатная, настуран-карбонатная, настуран-фторидная

Таблица 1 (*окончание*)

Группы и типы рудных полей		Геологические позиции	Геологические структуры	Формации
Рудные поля и фундамент	II-1— в метаморфических толщах	Зоны крупных омоложенных разломов в краевых частях интрагеоантиклинальных блоков	Тела сложной формы в зонах дробления и трещиноватости, подчиненных структурам метаморфических пород	Настуран-карбонатная
	II-2— в экзоконтактах гипабиссальных интрузивов	Зоны крупных разломов в кристаллических породах вблизи интрузивов, синхронных гранитоидным массивам геосинклиналей	Крутопадающие жилы, параллельные и диагональные относительно контактов гранитных массивов, определяемых доинтрузивными разломами	То же
	II-3— в гипабиссальных и абиссальных интрузивах	То же	Жильные и штокверковые тела в зонах брекчирования и милонитизации, приуроченных к участкам развития даек и контактам разновозрастных интрузивных тел	Настуран-силикатная, настуран-фторидная

нических интрузивах (I-а-3). Строение рудных залежей определяется в основном морфологией некков и экструзивов, крутопадающими разломами и пологими послойными срывами в вулканогенных толщах, практически не подвергшихся складчатым деформациям.

В среднем и нижнем ярусах геосинклинального этажа, сложенных морскими терригенно-карбонатно-вулканогенными толщами, ведущую роль в распределении урановорудных полей приобретают зоны сочленения блоков с разным режимом тектонического развития, участки проявления молодых интрузивов и даек, периферические части наложенных депрессий, а рудовмещающие разрывы обнаруживают отчетливую зависимость от складчатых структур. Эта зависимость особенно ярко, обнаруживается в тех случаях, когда урановые руды залегают в дислоцированных эффузивно-осадочных толщах (тип I-б-1) и в экзоконтактах гипабиссальных и абиссальных интрузивов (I-б-2); слабее она выражена в рудных полях, целиком расположенных в гранитоидных массивах (I-б-3).

Наконец, в метаморфических комплексах фундамента, подстилающих геосинклинальные отложения, роль складок уменьшается и на первый план выходят разломы, определяющие и форму

интрузивов и распределение уранового оруденения (типы II-1, II-2, II-3).

В активизированных областях гидротермальные урановые месторождения формируются в обстановке энергичных глыбовых движений, сопровождающихся массовыми излияниями средних и кислых эффузивов, внедрением гранитоидных, субщелочных и щелочных интрузий, образованием многочисленных постмагматических месторождений цветных и редких металлов.

Гидротермальное урановое оруденение по возрасту ближе всего стоит к близповерхностным интрузивам и экструзивам, прорывающим вулканогенно-осадочные отложения верхнего или орогенного структурного этажа. По составу и условиям образования орогенный этаж сходен с верхним ярусом геосинклинального этажа складчатых областей. Поэтому близкими в структурном отношении являются и соответствующие урановорудные поля активизированных областей (табл. 2, типы I-1, I-2), размещающиеся в стратифицированных вулканогенно-осадочных толщах или пространственно связанные с близповерхностными интрузивами и экструзивами.

По распределение гидротермального уранового оруденения в активизированных областях не ограничивается зонами молодого вулканизма. Оно выходит далеко за пределы таких зон и при благоприятных геологических условиях наблюдается и в платформенном чехле, и в породах нижнего структурного этажа. Именно здесь, в дислоцированных платформенных отложениях и в фундаменте, возникают урановорудные поля, не имеющие аналогов в ураноносных провинциях складчатых областей и древних щитов. Так, например, в платформенном чехле активизированных областей гидротермальное урановое оруденение обнаруживается на расстоянии в десятки и даже сотни километров от выходов молодых интрузивов, и его пространственное распределение контролируется комбинацией пликативных и дизъюнктивных нарушений платформенного чехла, а также литологическими факторами (тип II-1). В условиях относительно спокойных тектонических деформаций оно локализовалось в доломитах под экраном глинистых пород в местах пересечения антиклиналей поперечными разломами. В сильно дислоцированных унаследованных прогибах, где между разломами наблюдаются лишь фрагменты складок, урановые руды залегают в виде столбов в зонах дробления и окварцевания углисто-кремнистых сланцев.

В кристаллических породах фундамента гидротермальные урановые месторождения локализуются непосредственно в региональных разломах «сверхдлительного» развития (III-1). Будучи сформированными вслед за внедрением щелочных и субщелочных интрузивов, урановые руды в главной массе разме-

Таблица 2

ГРУППИРОВКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

	Группы и типы полей	Геологические позиции	Геологические структуры	Формации
Рудные поля в орогенном структурном этаже	I-1— в стратифицированных вулканогенно-осадочных толщах	Наложенные впадины, заполненные вулканогенно-осадочными отложениями и ограниченные разломами	Пологие линзообразные залежи в гравелитах и песчаниках, линзообразные тела и крутопадающие жилы в вулканогенных породах	Настуран-фторидная
	I-2— связанные с близповерхностными интрузивами и экструзивами	Узлы пересечения разломов в краевых частях унаследованных прогибов или в приподнятых поперечных блоках вулканических поясов	Системы концентрических жил в дайкообразных телах гранит-порфиров в экзоконтактах гипабиссальных гранитных массивов; параллельные и соединяющие их жилы в местах пересечения дизъюнктивами древних вулканических аппаратов	То же
Рудные поля в платформенном чехле	II-1— в дислоцированных карбонатно-песчано-сланцевых толщах	Линейные зоны складок, пересеченные поперечными разломами и цепочками молодых интрузивов	Линзовидные и столбообразные залежи в зонах дробления и окварцевания, сопряженных со складчатыми структурами платформенного чехла	Настуран-сульфидная
	II-2— связанные с гипабиссальными интрузивами	Цепи и группы гранитоидных и субщелочных интрузивов, наложенных на структуры платформенного чехла	Системы параллельных и диагональных жил в интрузивных массивах, согласные линзовидные залежи в осадочных породах и экзоконтактах интрузивов	Настуран-фторидная, настурановая
Рудные поля в фундаменте	III-1— в метаморфических толщах	Горстообразные поднятия кристаллического фундамента вместе с платформенным чехлом	Крупные жильные системы, приуроченные к омоложенным разломам фундамента	Настуран-карбонатная
	III-2— связанные с гипабиссальными интрузивами	Цепи гранитоидных интрузивов, внедрившихся в слабо метаморфизованные породы фундамента	Системы жил и штокверковых зон в гипабиссальных гранитоидных массивах и пересекающих их дайках среднего состава, согласные линзовидные тела в осадочных породах экзоконтактовых зон	Настуран-фторидная, настуран-силикатная

щаются в зонах разрывных нарушений, которые были заложены в период становления нижнего структурного этажа и омоложены в период активизации. Вверх по восстанию рудные тела выклиниваются, не доходя до платформенного чехла, который служил экраном для гидротермальных растворов.

МАГМАТИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В последние годы произошли заметные изменения в представлениях о генетической связи гидротермального уранового оруденения с изверженными породами. Новые данные указывают на то, что эти связи не такие простые, как представлялось ранее, и в их основе лежит металлогеническая специализация магмы. Вместе с тем все чаще высказываются мнения, что магматические расплавы не способны генерировать урановосные растворы за счет содержащегося в них урана.

Какие же признаки характеризуют пространственную, временную и вещественную связь уранового оруденения с магматическими породами?

В складчатых областях интрузивная деятельность обычно сопровождает каждую фазу складчатости, а с главной из них связано внедрение крупных батолитоподобных массивов гранитоидов. В последующее время образуются многочисленные близповерхностные мелкие интрузивные тела (штоки, лакколиты, этмолиты и др.), а также протяженные дайковые пояса. Наиболее ранние интрузивные комплексы обычно приурочены к ядрам линейных антиклинальных складок, размещение же более молодых интрузивов определяется главным образом разломами.

В областях активизации древних структурных элементов земной коры нередко наблюдаются проявления молодого магматизма. Относительно более ранние интрузивы чаще имеют крупные размеры и представлены средне- и крупнозернистыми, порфировидными и лейкократовыми гранитами, а также гранодиоритами. Наиболее поздние тела изверженных пород, образовавшиеся в близповерхностных условиях, залегают в виде даек, штоков или некков и сложены, как правило, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиенит-порфирами и т. п. Иногда эти поздние тела представлены субвулканическими образованиями или корневыми частями древних вулканических аппаратов. В некоторых районах широко представлены дайки жильных пород среднего, кислого и субщелочного составов.

Таким образом, и в складчатых, и в активизированных областях намечается пространственная связь уранового оруденения с кислым и субщелочным магматизмом, но бесспорен также вывод об отсутствии прямой генетической связи в размещении гидротермального уранового оруденения и определенных разновидностей изверженных пород.

В складчатых областях урановое оруденение, как правило, образуется позднее внедрения наиболее молодых интрузивных пород. Определение абсолютного возраста магматических пород и урановых руд в ряде провинций указывает на значительный разрыв во времени их образования — от 20—40 до 80—100 млн. лет.

Исследования в ряде урановорудных районов складчатых урановосных областей показали, что в поздних гранитоидах главная масса урана концентрируется в виде изоморфной примеси в акцессорных минералах позднемагматического происхождения (ураноторите, циртолите, монаците, ортите, фергусоните и др.). Количество радиоактивных акцессорных минералов и процентное содержание в них урана закономерно увеличиваются в ряду гранитоидных комагматических образований от более древних к более молодым, а также при переходе от пород интрузива к жильным (пегматитам, иногда аплитам) и от пород глубинных частей массивов к породам их апикальных частей. При этом наиболее характерным признаком урановосных гранитов является не валовое содержание в них урана, а достаточно резко выраженное увеличение его концентрации в породах последовательно сменяющихся интрузивных фаз. В гранитоидах отмечается приуроченность радиоактивных акцессорных минералов к биотиту и другим минералам с повышенным содержанием летучих компонентов. Наличие в гранитоидах и гидротермальных урановых рудах характерной ассоциации элементов-примесей (урана, тория, редких земель, циркония, ниобия, вольфрама, молибдена и фтора) указывает на геохимическое родство тех и других. Все это позволяет предполагать, что магматические расплавы, породившие гранитоидные интрузии, и урановосные растворы, под воздействием которых образовались месторождения, являются продуктами единого глубинного магматического очага.

Отсутствие в рудных районах крупных зон выщелачивания — косвенный довод против представления, что основным источником для гидротермальных месторождений являются боковые породы, а не магматические расплавы.

Тесная пространственная сопряженность глубинных разломов, поздних магматических образований и урановых месторождений позволяет предполагать, что образование глубинных очагов гранитной магмы может явиться непосредственной причиной глыбовых перемещений, способствующих внедрению остаточных магматических расплавов и поступлению металлоносных растворов в верхние горизонты земной коры.

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Согласно общей схеме постмагматического процесса в понимании Д. С. Коржинского (1953), образование гидротермальных урановых месторождений охватывает кислотную и позднюю щелочную стадии и заканчивается отложением из нейтральных растворов поздних безрудных кварцевых, кварц-кальцитовых, кварц-баритовых жил и прожилков.

На всех изученных гидротермальных урановых месторождениях околорудные изменения боковых пород относятся к низкотемпературным. Они характеризуются устойчивостью кальцита (и других карбонатов) с альбитом и ортоклазом или карбоната с серицитом и кварцем при неустойчивости других кальциевых алюмосиликатов (плагиоклазы, эпидот, пренит и т. п.). Околорудные низкотемпературные изменения можно систематизировать в зависимости от характера глиноземсодержащего минерала, устойчивого во внутренних зонах околорудных изменений. Для березитизации таким минералом является серицит, для кварц-ортоклазового и кварц-альбитового изменений — соответственно ортоклаз и альбит. Образование ортоклаза, серицита, альбита и каолинита можно объяснить различной активностью калия и натрия в воздействующем на породу растворе или отчасти различной температурой процесса. Несколько обособленно стоят специфические околорудно-измененные породы — натриевые метасоматиты, отличающиеся неустойчивостью кварца во внутренних зонах, широким развитием щелочных амфиболов и пироксенов. Каждому типу изменений соответствуют свои метасоматические колонки (табл. 3). Они, естественно, меняются в породах различного исходного состава. В более основных породах мощность зон меньше, но сами зоны проявлены контрастнее; в кислых породах во внешних зонах обычно изменен лишь биотит. Парагенезисы минералов более поздних стадий указаны для зон, к которым они преимущественно приурочены. Околорудные изменения боковых пород, как правило, оказываются выдержанными для целых урановосных провинций и, очевидно, определяются не локальными, а более общими причинами.

Урановое оруденение по отношению к низкотемпературным метасоматитам всех четырех типов бывает сопряженным или сопутствующим. Рудные тела, как правило, тяготеют к центральным зонам ореолов околорудного изменения. Наиболее крупные рудные тела располагаются в наиболее значительных ореолах изменения. Взаимоотношения гидротермально измененных пород и руд свидетельствуют о прерывистом поступлении растворов и их эволюции во времени и пространстве.

Таблица 3

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТИПИЧНЫХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ УРАНОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Тип околорудного изменения	Зона	Главные минералы метасоматических зон	Второстепенные минералы	Исходные минералы и продукты их замещения	Метасоматические изменения, связанные с рудной и пострудной стадиями
Березитизация	0	По гранодиоритам: кварц, ортоклаз, олигоклаз, биотит, роговая обманка	Магнетит, апатит	Олигоклаз → альбит, серицит, кальцит Биотит → хлорит Роговая обманка → хлорит Магнетит → пирит	
	1	Кварц, ортоклаз, альбит, серицит, хлорит, кальцит	Пирит, апатит		
	2	Кварц, ортоклаз, альбит, серицит, анкерит	То же	Хлорит, кальцит → анкерит	
	3	Кварц, ортоклаз, серицит, анкерит	» »	Альбит → серицит, кварц	
	4	Кварц, серицит, анкерит	Пирит	Ортоклаз → серицит, кварц Апатит → анкерит	Пиритизация, хлоритизация, карбонатизация
	5	Кварц, серицит	—	Анкерит → кварц Пирит → кварц	
	0	По диоритам: роговая обманка, андезин	Апатит, магнетит	Андезин → альбит, серицит, кальцит Роговая обманка → хлорит Магнетит → пирит	
	1	Альбит, хлорит, кальцит, серицит	Апатит, пирит		
	2	Альбит, анкерит, серицит, кварц	То же	Хлорит, кальцит → анкерит, кварц	Пиритизация, хлоритизация, карбонатизация
	3	Анкерит, серицит, кварц	Пирит	Альбит → серицит Апатит → анкерит	
	4	Серицит, кварц	То же	Анкерит → кварц, пирит	
Кварц-альбитовое изменение	0	По кварцевым порфирам: кварц, олигоклаз, ортоклаз, биотит	Магнетит, апатит	Олигоклаз → альбит, кальцит. Магнетит → гематит Биотит → хлорит	
	1	Кварц, альбит, ортоклаз, хлорит, кальцит	Гематит, апатит		
	2	Кварц, альбит, ортоклаз, анкерит	То же	Хлорит, кальцит → анкерит, кварц	
	3	Кварц, альбит, анкерит	Гематит	Ортоклаз → альбит, апатит → анкерит	
	4	Кварц, альбит	То же	Анкерит → кварц	Сульфидизация, хлоритизация, карбонатизация

Таблица 3 (*продолжение*)

Тип околорудного изменения	Зона	Главные минералы метасоматических зон	Второстепенные минералы	Исходные минералы и продукты их замещения	Метасоматические изменения, связанные с рудной и пострудной стадиями
Кварц-альбитовое изменение	0	По диоритам: андезин, роговая обманка	Магнетит, апатит	Андезин → альбит, кальцит Роговая обманка → хлорит, кальцит Магнетит → гематит	Карбонатизация, хлоритизация
	1	Альбит, хлорит, кальцит	Апатит, гематит	Хлорит, кальцит → анкерит Апатит → анкерит	
	2	Альбит, анкерит	Гематит	Анкерит → кварц	
	3	Альбит, кварц	То же		
Гидротермальная аргиллизация	0	По гранитам: кварц, ортоклаз, олигоклаз, биотит, роговая обманка	Магнетит	Магнетит → пирит Олигоклаз → альбит Роговая обманка → карбонат	Хлоритизация
	1	Кварц, ортоклаз, альбит, биотит, карбонат	Пирит	Альбит → монтмориллонит Биотит → хлорит	
	2	Кварц, ортоклаз, хлорит, монтмориллонит, карбонат	То же	Хлорит → карбонат, каолинит	
	3	Кварц, ортоклаз, каолинит, монтмориллонит, карбонат	» »	Карбонат → кварц Ортоклаз → каолинит, монтмориллонит	
	4	Кварц, каолинит, монтмориллонит	» »	Монтмориллонит → каолинит	
	5	Кварц, каолинит	» »	Каолинит → кварц Пирит → кварц	
	6	Кварц	—		
	0	По диоритам: роговая обманка, андезин, кварц	—	Роговая обманка → биотит, анкерит Андезин → альбит	
	1	Биотит, анкерит, альбит, кварц	—	Биотит → анкерит, гидрослюда	
	2	Гидрослюда, анкерит, альбит, кварц	—	Гидрослюда → каолинит Альбит → каолинит	
	3	Каолинит, анкерит, кварц	—		
Кварц-ортоклазовое изменение	0	По гранито-гнейсам: кварц, олигоклаз, калишпат, биотит, роговая обманка	Магнетит	Олигоклаз → альбит, серицит Роговая обманка → анкерит, биотит	

Таблица 3 (*окончание*)

Тип околорудного изменения	Зона	Главные минералы метасоматических зон	Второстепенные минералы	Исходные минералы и продукты их замещения	Метасоматические изменения, связанные с рудной и пострудной стадиями
Кварц-ортоклазовое изменение	1	Кварц, калишпат, альбит, серицит, биотит, анкерит	Пирит	Магнетит → пирит	Карбонатизация
	2	Кварц, калишпат, альбит, серицит, анкерит	То же	Биотит → анкерит, пирит	
	3	Кварц, калишпат, анкерит	» »	Альбит, серицит → калишпат	
	4	Кварц, калишпат	—	Анкерит → кварц Пирит → кварц	
	0	По амфиболитам: андезин, роговая обманка	Магнетит	Андезин → альбит, серицит Магнетит → пирит Роговая обманка → биотит, карбонат	Карбонатизация
	1	Альбит, серицит, биотит, карбонат	Пирит	Биотит → карбонат, пирит	
	2	Альбит, серицит, карбонат	Пирит	Альбит, серицит → калишпат	
	3	Калишпат, карбонат	Пирит	Карбонат → кварц Пирит → кварц	
	4	Калишпат, кварц	—		

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ НАСТУРАНОВЫХ РУД И УСЛОВИЯ ИХ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди гидротермальных урановых руд наиболее распространены настурансодержащие. Они относятся к различным формациям, главными из которых являются настуран-фторидная, настуран-силикатная, настуран-сульфидная, настуран-карбонатная, настуран-арсенидная (табл. 4). В промышленном отношении наиболее важны месторождения настуран-сульфидной формации.

Для каждой формации выделяются парагенетические ассоциации. В конкретных гидротермальных урановых рудных полях и месторождениях обычно наблюдается не одна, а несколько разновозрастных настурансодержащих парагенетических ассоциаций. Для месторождений настуран-сульфидной формации

Таблица 4

ГЛАВНЕЙШИЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ НАСТУРАНОВЫХ РУД

Формация	Парагенетические ассоциации	Минералы		
		Главные	Второстепенные	Редкие
Настуран-фторидная	Настуран-флюоритовая	Настуран, флюорит	Пирит, марказит, гетит	Халькопирит, галенит, сфалерит, аргентит
Настуран-силикатная	Настуран-гидрослюдистая	Настуран, урановые черни, гидрослюды, марказит, галлуазит	Коффинит, кальцит, монтмориллонит, сфалерит, галенит	Марказит, уранинит, самородная сурьма, реальгар
Настуран-сульфидная	Настуран-молибденитовая	Настуран, молибденит иорлизит, фемолит, серицит, гидрослюды	Кварц, пирит	Уранинит, хлорит
	Настуран-сфалеритовая	Настуран, сфалерит, кварц, серицит	Галенит	Халькопирит, хлорит
	Настуран-галенитовая	Настуран, галенит, кварц, серицит	Кальцит, хлорит	Сфалерит, блеклые руды, халькопирит
Настуран-карбонатная	Настуран-кальцитовая	Настуран, кальцит		Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит
	Настуран-доломитовая	Настуран, доломит	Кварц, халькопирит, сфалерит, галенит	Блеклая руда, леллингит, кварц, флюорит, гетит
Настуран-арсенидная	Настуран-арсенидная	Настуран, кварц, анкерит, скуттерудит, леллингит	Саффлорит, раммельсбергит, никелин, самородные мышьяк, серебро, висмут	Уранинит, коффинит, самородная сурьма, реальгар

типична такая последовательность ассоциаций: настуран I, иордизит, серицит, кварц⟶настуран II, галенит, блеклая руда, бурнонит⟶настуран III, галенит, клейофан, хлорит, кальцит, гидрослюда; наблюдается также последовательность: настуран I, молибденит, серицит, хлорит⟶настуран II, галенит⟶настуран III, кальцит, галенит. Главное промышленное значение в определенном рудном поле и месторождении обычно имеет какая-либо одна ассоциация.

Сопоставление парагенетических ассоциаций настурановых руд из разных районов приводит к выводу об их закономерной смене в течение периода формирования настурановых руд, который авторы рассматривают как отвечающий одной стадии [1].

Положение настурановой стадии в гидротермальном процессе определяется сочетанием понижения температуры растворов до 200° и изменения их реакции от кислой и слабокислой до почти нейтральной и щелочной.

Перенос урана в начале рудной стадии, по-видимому, осуществлялся в уранил-молибдатных, уранил-тиомолибдатных, уранил-фторидных, уранил-гидроокисло-силикатных комплексах, а в ее середине и конце, по-видимому, в виде уранил-карбонатных соединений. Существование комплексных соединений уранила доказано детальными геохимическими исследованиями (Основные черты..., 1963; Ермолаев и др., 1965; Рыженко и др., 1967). Все они устойчивы до 200—250°, что ограничивает возможность переноса U^{6+} в гидротермальных растворах. Перенос комплексных соединений четырехвалентного урана маловероятен в связи с высокими константами нестойкости и низким произведением растворимости гидроокиси четырехвалентного урана (10^{-52}). Перенос урана гидротермальными растворами в виде уранила (UO_2^{2+}) признается некоторыми исследователями (Рафальский, 1963), но требует слишком высокого окислительно-восстановительного потенциала (+0,22 *в*).

Отложение урановых минералов зависит от двух главных причин: устойчивости комплексов и восстановления уранила. Как считает Г. Б. Наумов (Барсуков и др., 1963), в гидротермальных условиях основную роль в распаде и уменьшении концентрации комплексных соединений уранила играет перепад давлений или связывание иона $(CO_3)^{2-}$. Однако при определенных условиях значительно большую роль играет уменьшение pH и Eh растворов при их взаимодействии с породами (Мельников, 1966).

---

[1] Под стадией минерализации здесь понимается часть гидротермального процесса, в течение которого наблюдается закономерное (постепенное или слабоступенчатое) изменение физико-химических условий минералообразования.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ УРАН-ТОРИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Уран-ториевые и торий-урановые месторождения образуются на всех этапах гидротермального процесса, начиная с высокотемпературного пневматолит-гидротермального и заканчивая средне- и низкотемпературным, но в основном рассматриваемые месторождения связаны с пневматолит-гидротермальным и высокотемпературным гидротермальным этапами.

Одной из характернейших особенностей уран-ториевых месторождений является сравнительно сложный вещественный состав руд. Наиболее часто в них сочетаются минералы редких земель, урана и тория. Некоторые месторождения относятся к железорудным с редкоземельно-торий-урановой минерализацией. Значительно реже отмечается сочетание урана, тория и ниобия или только урана и тория.

Другой не менее характерной особенностью гидротермальных урано-ториевых месторождений является их пространственная и генетическая связь со щелочными и субщелочными породами. По этому признаку можно выделить, с одной стороны, месторождения, связанные со щелочными и нефелиновыми сиенитами, и с другой, — месторождения, связанные с субщелочными и щелочными гранитами и сиенитами. Месторождения этих двух серий различаются между собой прежде всего составом редких земель. Для месторождений, связанных со щелочными и нефелиновыми сиенитами, в основном характерны редкие земли цериевой группы, а для месторождений, связанных с субщелочными гранитами и сиенитами, — редкие земли как цериевой, так и иттриевой групп с отношением первых ко вторым 1 : 1 или 3 : 2.

Группировка гидротермальных уран-ториевых месторождений приведена в табл. 5.

Гидротермальные уран-ториевые месторождения формировались в жестких консолидированных участках земной коры в тесной пространственной и генетической связи с проявлением щелочного магматизма. К наиболее жестким участкам приурочены месторождения, связанные с массивами щелочных и нефелиновых сиенитов. Такие месторождения в подавляющем большинстве случаев расположены в нижнем структурном этаже земной коры, в краевых частях щитов или древних платформ или в зонах ранней консолидации складчатых поясов. Месторождения, связанные со щелочными и субщелочными гранитами, отмечаются значительно реже в нижнем структурном этаже.

На особенности рассматриваемых месторождений существенное влияние оказывают вмещающие породы. Наиболее наглядно это видно на примере группы пневматолит-гидротермальных месторождений: в сланцевых толщах возникают месторождения в контактовых роговиках, а в карбонатных породах и в их

Таблица 5

ГРУППЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАН-ТОРИЕВЫХ И ТОРИЙ-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группы месторождений	Типы месторождений	Минералы жильные	Минералы рудные	Изменения вмещающих пород	Форма рудных тел и их геологическая позиция	Полезные компоненты	
						главн.	второст.
А. Месторождения, связанные со щелочными и нефелиновыми сиенитами							
I. Пневматолит-гидротермальные	1. Уран-ниобий-ториевые	Альбит, эгирин, арфведсонит, микроклин, биотит, кварц, кальцит, флюорит и др.	Торит, пирохлор, гидроторит, циркон, цирголит, цериан**ит**, галенит, пирит, сфалерит, апатит	Ороговикование, альбитизация	Неправильные приконтактовые залежи в роговиках, в зонах экзоконтакта массивов нефелиновых сиенитов, реже в самих массивах	Th	Nb, U
1. В роговиках	2. Железорудные торий-урановые	Хлорит, роговая обманка, пироксен, полевой шпат	Магнетит, гематит, уранинит, ураноторит, пирит, пирротин, халькопирит		Столбообразные тела среди хлорит-роговообманковых прослоев в гнейсах	Fe, U	Th
	3. Железорудные уран-торий-редкоземельные	Кварц, олигоклаз, микроклин, роговая обманка, авгит, биотит, хлорит, эпидот, кальцит, гранат	Апатит, магнетит, бастезит, гематит, иттросинхизит, ксенотим, циркон, монацит, чевкинит, ильменит, рутил		Неправильные метасоматические залежи между пегматитами и гнейсированными гранитами	Fe, TR	U, Th
2. В скарнах	1. Редкоземельно-торий-урановые	Гранат, диопсид, скаполит, флогопит, тремолит, эпидот, альбит, биотит	Ортит, уранинит, ураноторианит, стилуэлит, кариоцерит, ринкит, сульфиды железа, меди, свинца и молибдена, монацит, торит, меланоцерит	Скарнирование	Неправильные метасоматические залежи и плитообразные тела в скарнах, залегающих в толще кварцитов, мраморов и гранулитов	U	Th, TR Mo
	2. Уран-ториевые	Диопсид, шпинель, кварц, флогопит	Магнетит, торианит, ураноторит		Линзы и неправильные метасоматические залежи в зоне контакта метаморфических пород и гранитов докембрия	Th	U, Fe

	3. Железорудные торий-уран-редкоземельные	Диопсид, тремолит, актинолит, андрадит, кальцит, биотит, кварц, флюорит	Магнетит, церит, ортит, уранинит, гематит, бастнезит, тернебомит, флюоцерит, сульфиды		Неправильные метасоматические тела в зоне контакта гранитов с лептитами, слюдистыми сланцами и карбонатными породами	TR	Fe, U Th
II. Высокотемпературные гидротермальные	1. Торий-урановые	Эгирин, мусковит, лепидолит, гидрослюды, кварц, флюорит, барит, доломит, стронцианит, кальцит	Торит, хуттонит, уранинит, коффинит, настуран, анатаз, циркон, пирит, марказит, халькопирит, борнит, халькозин	Биотитизация, эгиринизация, грейзенизация, окварцевание, флюоритизация, гематитизация	Линзы, пластообразные тела, жилы и гнезда среди щелочных пород	U	Th, TR
	Б. Месторождения, связанные с субщелочными и щелочными гранитами исиенитами						
III. Средне- и низкотемпературные гидротермальные	1. Редкоземельно-уран-ториевые	Кальцит, флюорит, кварц, хлорит	Ураноторит, торианит, гематит, коффинит, пирит, галенит		Веретенообразные пологопадающие тела штокверкового—вкрапленного типа среди щелочных гранитов	Th	U, TR
	2. Торий-урановые	Апатит, барит, альбит, карбонаты, кварц, серицит, хлорит	Урановые черни, настуран, ураноторит, торит, ферриторит, углеродистое органическое вещество, циркон, пирит, марказит		Линзообразные пластовые залежи среди базальных песчаников и гравелитов	U	Th
	3. Редкоземельно-торий-урановые	Биотит, серицит, флюорит, альбит, карбонат	Пирит, настуран, ураноторианит, циркон, монацит, рутил, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит	Биотитизация, серицитизация	Пластообразные тела среди пирокластических щелочных пород	U	Th, TR

контакте с силикатными прослоями — месторождения скарнового типа.

Таким образом, если для большинства районов развития гидротермальных урановых месторождений характерны гранитоидные породы нормального ряда, иногда с незначительно повышенной щелочностью, то для районов уран-ториевых месторождений типичны щелочные породы. Формирование подавляющей части уран-ториевых месторождений связано с ранними этапами постмагматического процесса. Поэтому эти месторождения, как правило, обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с интрузивами и размещаются в эндоконтактовой или экзоконтактовой зонах на незначительном удалении от контакта. В отличие от уран-ториевых месторождений гидротермальные урановые месторождения в основном формируются в завершающий этап постмагматического процесса на весьма значительном удалении от рудоносного очага; вследствие этого для подавляющего большинства гидротермальных урановых месторождений вопрос об их генетической связи с теми или иными интрузивными породами остается открытым.

Структуры гидротермальных урановых месторождений почти всегда определяются тектоническими деформациями; для многих из них важное значение имеют складчатые структуры. В формировании структур многих гидротермальных уран-ториевых месторождений важная, а во многих случаях и решающая роль принадлежит интрузивной тектонике (трубки взрыва, интрузивы центрального типа, зоны контактов интрузий и т. д.).

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «СПОРНОГО» ГЕНЕЗИСА

Генезис ряда промышленных урановых месторождений до настоящего времени служит предметом дискуссий. Имеются сторонники как осадочно-метаморфогенного, так и гидротермального образования их (Татаринов, 1955; Домарев, 1956; Суражский, 1960; Рыбалов, 1965; и др.). К этой группе относятся уран-фосфорные месторождения в карбонатных породах и некоторые урановые месторождения в «черных сланцах».

Отсутствие четких связей с изверженными породами, преимущественно согласное залегание рудных тел, тонкодисперсный характер выделений рудных минералов, их приуроченность к литологически определенным горизонтам и некоторые другие признаки дают основание некоторым исследователям связывать формирование таких месторождений с осадконакоплением и последующим метаморфизмом вмещающих толщ. Но ряд фактов говорит в пользу гидротермального генезиса месторождений рассматриваемой группы.

Хотя уран-фосфорные месторождения в карбонатных породах обычно располагаются не в интрагеоантиклинальных зо-

нах, как большинство типичных «гидротермальных» месторождений, а в узких интрагеосинклинальных зонах складчатых областей, они в то же время локализуются вблизи крупных региональных разломов, наложенных на складчатые сооружения и контролирующих размещение жильных урановых месторождений. При этом пластообразные залежи уран-фосфорных руд не обнаруживают приуроченности к определенным стратиграфическим горизонтам, а наоборот, наблюдаются практически во всех частях разреза геосинклинального структурного этажа, начиная с нижнего (терригенного) и кончая верхним (вулканогенным) ярусом.

Большая часть тел уран-фосфорных руд имеет форму линз или сложно ветвящихся межпластовых залежей. Некоторые рудные тела представляют утолщенные столбообразные линзы либо седлообразные залежи. Многие рудные тела, согласно залегающие в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, имеют многочисленные мощные и протяженные апофизы, пересекающие слои вмещающих осадочных пород и межпластовые дайки.

Согласно и почти согласно залегающие руды часто сходны с вмещающими породами по слоистости и часто по окраске. В доломитистых известняках и известковистых доломитах около рудных тел проявилась доломитизация, аналогичная гидротермально-метасоматической доломитизации на свинцово-цинковых месторождениях многих районов мира. Образование рудных тел сопровождалось интенсивной альбитизацией, хлоритизацией, серицитизацией, доломитизацией и анкеритизацией вмещающих карбонатно-туфовых пород. Хлоритизация, альбитизация, аргиллизация и другие изменения интенсивно проявились также в апатитовых телах, залегающих в силикатных и карбонатно-туфовых породах.

Уран в рудах содержится в микрокристаллическом апатите, углистом веществе в мелких выделениях настурана, в пленках ближе не определенных окислов урана на зернах пирита. В апатите устанавливаются также небольшие количества стронция, редких земель, тория и циркония; часть последнего присутствует в рудах в цирголите. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, паранкеритом и анкеритом. Температуры декрепитации апатита уран-фосфорных руд (120—280° С) согласуются с представлением о гидротермальном генезисе месторождений. По совокупности данных уран-фосфорные месторождения можно отнести к низкотемпературным близповерхностным (телетермальным), образовавшимся в удалении от магматических тел.

Урановые месторождения в «черных сланцах» обычно располагаются в обрамлении срединных массивов среди слабо метаморфизованных толщ геосинклинального этажа. Рудоносными являются черные углистые сланцы и карбонатные породы нижнего или среднего яруса геосинклинального этажа, которые сла-

гают линейно-вытянутые складки в блоках, рассеченных крупными поперечными разломами. Месторождения контролируются зонами продольных тектонических нарушений и приурочены к тем разностям пород, которые подверглись интенсивным пликативным и разрывным нарушениям. Такие месторождения залегают в углисто-кремнистых сланцах и известняках (контролируются системой молодых сбросов) или в глинисто-слюдистых сланцах и диабазах (контролируются складчатыми структурами и надвигами). В обоих случаях рудные тела представляют собой обычно согласные пласто- и линзообразные, седловидные, иногда столбообразные залежи; в отдельных случаях они являются секущими. Руды, в основном метасоматические, состоят из тонкодисперсного настурана, пирита, марказита, бравоита, сфалерита, блеклой руды и др. Кроме того, отмечаются прожилки, состоящие из настурана, кварца, карбоната, сульфидов, диккита, пирофиллита и барита. Обогащены участки рудных тел в местах сочленения и пересечений разрывных нарушений или в местах пересечения нарушениями благоприятных пород (например, карбонатных, пиритсодержащих углисто-глинистых, углисто-кремнистых и др.). Урановое оруденение более молодое по отношению к складчатым и разрывным нарушениям и к послескладчатым дайкам лампрофиров. Воссоздание стратиграфического разреза показывает, что верхние части рудных тел были сформированы на глубине около 500—700 *м*, как и типичные гидротермальные урановые месторождения на ближайших площадях.

ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основным фактором, определяющим минеральный состав руд зоны окисления, бесспорно, является вещественный состав первичных руд. Такие факторы, как климат, положение в рельефе и некоторые другие, влияют в основном на интенсивность окисления.

В основу понимания процесса формирования зон окисления урановых месторождений нами кладется представление о его стадийности, обусловленной значительно более быстрым изменением первичных урановых минералов по сравнению с изменением большинства сульфидов; соответственно выделяются три стадии развития процесса окисления.

В первую стадию происходит изменение первичных урановых минералов до начала изменения сульфидов. Окисление протекает в нейтральном, слабощелочном или щелочном растворах. Вначале происходит гидратация с образованием разнообразных гидроокислов урана. Со спадом щелочности и при условии достаточного обогащения вод кремнеземом среди минералов первой стадии усиливается роль силикатов урана.

Вторая стадия характеризуется одновременным окислением сульфидов и первичных минералов урана. Среда становится значительно более кислой, воды обогащаются анионами AsO_4^{3-} и PO_4^{3-}, минералы первой стадии оказываются неустойчивыми, начинают появляться урановые слюдки. Если сульфиды и особенно дисульфиды, являющиеся главными источниками серной кислоты, находятся в подчиненном количестве по отношению к первичным минералам урана, то минералы первой стадии в каком-то количестве будут сохраняться наряду с урановыми слюдками. Заметное преобладание сульфидов по отношению к первичным урановым минералам может привести к тому, что начнут уничтожаться и урановые слюдки, подавляющая масса урана будет выноситься за пределы зоны окисления и лишь его незначительная часть задержится в минералах-адсорбентах, в частности в гидроокислах железа.

Если сульфиды находятся в равных или несколько подчиненных количествах по отношению к первичным урановым минералам, то в ходе окисления наступает третья стадия, для которой характерно образование за счет урановых слюдок гидроокислов и силикатов урана.

Сочетание стадийности и влияния особенностей вещественного состава месторождений приводят к формированию зон окисления различных типов, между которыми существуют переходы.

В табл. 6 приведены основные группы зон окисления гидротермальных урановых месторождений. Из схемы стадийности процесса окисления совершенно очевидно, что в группе собствен-

Таблица 6

ТИПЫ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группа зоны окисления	Группы урановых месторождений	Зона окисления	Особенности зон окисления
I	Собственно урановые и уран-молибденовые без сульфидов	Гидроокисно-силикатная Силикатная	Сохраняется морфология первичных руд и отсутствует зона вторичного обогащения
II	Уран-сульфидные и уран-молибденовые с сульфидами	Силикатно-слюдковая Силикатная Слюдковая Лимонитовая	Характерны минералы-спутники, образовавшиеся за счет сульфидов первичных руд
III	Молибден-урановые с преобладанием молибденита	Уранил-молибдатная	Возможна зона вторичного обогащения
	Свинцово-урановые или свинцовые	Уранил-свинцово-фосфатная или уранил-свинцово-арсенатная	Первичные минералы урана могут отсутствовать
IV	Собственно урановые, представленные только зоной окисления	Слюдковая	Отсутствуют минералы-спутники. Первичные минералы урана не обнаруживаются

но урановых и уран-молибденовых (без других сульфидов) месторождений первая стадия играет главную роль в формировании вещественного состава руд зоны окисления. Характерной и крайне важной чертой зоны окисления урановых месторождений этой группы является то, что окисленные руды совершенно точно сохраняют морфологические особенности первичных руд (прожилки, гнезда и т. д.). Состав катионной части вторичных урановых минералов позволяет судить о составе и количестве карбонатов и других жильных минералов. В зоне окисления этого типа не бывает зон вторичного обогащения. Ожидать появления последних можно лишь тогда, когда есть основания предполагать, что с глубиной резко меняется характер месторождения (происходит обогащение сульфидами, появляется органическое вещество).

В уран-сульфидных и уран-молибден-сульфидных месторождениях возможно проявление в зоне окисления минерализации всех трех стадий формирования зоны окисления, хотя и в разной степени. По степени проявления минерализации той или иной стадии можно судить о соотношении сульфидов и урановых минералов в первичных рудах.

Характер вторичной урановой минерализации позволяет расшифровывать качественный состав первичных руд, но лишь до определенной степени. Так, хорошо известно, что галенит очень распространен в урановых месторождениях; однако уранил-фосфаты и арсенаты свинца очень редки. То же можно сказать и относительно сульфидов висмута, висмут-урановых вторичных минералах и т. д. Для расшифровки минерального состава первичных руд сульфидно-урановых месторождений большое значение имеют спутники урановых минералов в рудах зоны окисления: для медных сульфидов — малахит, брошантит, хризоколла, различные фосфаты и арсенаты меди; для свинцовых — церуссит, англезит, вульфенит; для висмутовых — гидрокарбонаты висмута и т. д. Анализ количественных отношений этих минералов с урановыми слюдками позволяет с большей или меньшей достоверностью качественно восстанавливать минеральный состав первичных руд.

В уран-сульфидных месторождениях в некоторых случаях огромное значение приобретает зона вторичного обогащения, которая тем ярче выражена, чем интенсивнее происходит выщелачивание урана из зоны окисления и чем более концентрированными выделениями представлены восстановители, в частности сульфиды.

В последние годы на основании работ некоторых зарубежных авторов (Pougnon, Moreau, 1955; Walenta, 1965) представилось возможным выделить третью группу зон окисления, в которую входят уранил-молибденовые, уранил-свинцово-фосфатные и уранил-свинцово-арсенатные зоны окисления, развиваю-

щиеся на молибден-урановых или свинцово-урановых месторождениях.

Молибдаты урана, как фосфаты и арсенаты уранила и свинца, возникают в случае резкого преобладания первичных минералов молибдена или свинца над минералами урана. Развитие в зоне окисления минерализации исключительно этого типа очень часто означает, что на глубине находятся бедные урановые руды. Если сами по себе зоны окисления не являются промышленными, то тем более не промышленными будут первичные руды. В некоторых месторождениях вне связи с первичными урановыми рудами имеются промышленные скопления урановых слюдок (слюдковая зона окисления). Их характерной особенностью является отсутствие минералов-спутников, о которых говорилось выше.

Таким образом, детальное изучение минералогии зоны окисления позволяет судить о составе первичных руд и отделить собственно урановые месторождения от уран-сульфидных.

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л., Наумов Г. Б., Соколов Н. Т. Поведение урана в процессах образования гидротермальных жильных месторождений.— В кн.: «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963.

Геология гидротермальных урановых месторождений. Изд-во «Наука», 1966.

Грищенко Г. С., Белова Л. Н., Гецева Р. В., Савельева К. Г. Минералогические типы зон окисления гидротермальных урановых и сульфидно-урановых месторождений СССР. Атомиздат, 1959.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. Госгеолтехиздат, 1956.

Ермолаев Н. П., Жидкова А. П., Заринский В. А. О силикатной форме переноса урана в водных растворах.— Геохимия, 1965, № 7.

Керр П. Ф. Месторождения урана и тория.— В кн. «Геология атомных сырьевых месторождений». Госгеолтехиздат, 1956.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1961.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.

Мельников И. В. Некоторые минералого-геохимические особенности процесса минерального формирования месторождений урановой смолки среднего структурного этапа.— В кн. «Геология гидротермальных урановых месторождений». Изд-во АН СССР, 1966.

Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, 1963.

Рафальский Р. П. Физико-химические исследования условий образования урановых руд. Госатомиздат, 1963.

Рыбалов Б. Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2.

Рыженко Б. М., Наумов Г. Б., Гоглев В. С. Гидролиз ионов уранила при повышенных температурах.— Геохимия, 1967, № 4.

Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951.
Смирнов В. И. Металлогения урана.— В кн. «Вопросы прикладной радиогеологии». Госатомиздат, 1963.
Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. Атомиздат, 1960.
Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. ИЛ, 1962.
Якжин А. А. Поиски и разведка урановых месторождений. Госгеолтехиздат, 1961.
Lang A. H., Griffith J. W., Steacy H. R. Canadian deposits of uranium and thorium.— Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. ser., 1962, № 16.
Pougnon A., Moreau M. Les gisements a parsonsite de Lachaux — Seiences de la terre, 1955, **111**, № 1—2.
Walenta K. Hallimondite, a new uranium mineral from the Michael Mine near Reichenbach (Germany).— Amer Min., 1965, **50**, № 9—10.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА И ОБРАЗОВАНИЕ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. И. ПЕРЕЛЬМАН, С. Г. БАТУЛИН, В. И. ДАНЧЕВ, О. И. ЗЕЛЕНОВА, Г. В. КОМАРОВА, И. А. КОНДРАТЬЕВА, А. К. ЛИСИЦИН, Н. П. СТРЕЛЯНОВ, П. П. ШИЛОВСКИЙ

Необходимые предпосылки для быстрого развития в СССР в 40 и 50-е годы геологии и геохимии урана были созданы теоретическими исследованиями корифеев русского естествознания— В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Огромное практическое значение атомной энергии и атомного сырья стало ясно В. И. Вернадскому еще в начале века. В 1910 г. на общем собрании Академии наук он говорил: «открылись источники энергии, перед которыми по силе и значению бледнеют силы пара, сила электричества, сила взрывчатых химических процессов», и далее: «человечество вступило в новый век атомной энергии».

В том же 1910 г. в статье «О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи» основатель геохимии писал, что ни одно государство и общество не могут относиться безразлично, как, каким путем, кем и когда будут использованы и изучены находящиеся в его владении источники атомной энергии. Надо поражаться предвидению ученого, который еще в те годы писал о необходимости поисков радиоактивных руд. В 1912 г. В. И. Вернадский организовал с этой целью экспедицию на Урал и привлек к ее работам своего ученика А. Е. Ферсмана.

Новые возможности открылись после победы Великой Октябрьской социалистической революции. Уже в 1918 г. в КЕПС Академии наук был создан отдел, который занимался всеми вопросами, связанными с радиоактивными металлами. В дальнейшем этот отдел вырос в самостоятельный Радиевый институт. Продолжалось изучение месторождений радиоактивных руд, урановых минералов, разрабатывались теоретические проблемы геохимии урана. В 1926 г. В. И. Вернадский в «Очерках геохимии» впервые дал обобщение по геохимии радиоактивных элементов, указал на основные типы их месторождений (Вернадский, 1926). Большой вклад в разработку этой проблемы внес также А. Е. Ферсман. Позже исследования по геохимии урана получили значительное развитие. В настоящее время уран в геохимическом отношении изучен лучше большинства других элементов.

Более того, на примере геохимии урана удалось решить некоторые общие проблемы, важные для поисков других видов минерального сырья. В данной работе подводится итог исследованиям авторов по геохимии урана в зоне гипергенеза и условиям образования экзогенных урановых месторождений.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОЙ МИГРАЦИИ УРАНА

К началу 50-х годов были разработаны быстрые и чувствительные методы определения урана в водах и породах, которые создали предпосылки для нового этапа в изучении геохимии этого элемента. В частности, было установлено, что в подавляющем большинстве природных вод содержание урана колеблется от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-7}$ *г/л*; на участках урановых месторождений оно достигает $n \cdot 10^{-4} — n \cdot 10^{-3}$ *г/л*, изредка выше. Однако эти данные не позволили сопоставить по интенсивности миграции в зоне гипергенеза уран и другие элементы (Ca, Na, Si, Mg и т. д.), которые содержатся в водах в больших количествах. Выход из положения был найден с помощью так называемого коэффициента водной миграции K_x, представляющего собой отношение содержания элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в горных породах (Перельман, 1955). Использование этого коэффициента дало возможность сравнивать интенсивность миграции распространенных и редких элементов. Было установлено, что в кислородных водах, в которых уран находится в шестивалентной форме, например в водах коры выветривания и речных водах, его содержание в минеральном остатке в несколько раз выше, чем в горных породах. K_x для урана обычно 2—10. В этом отношении он аналогичен кальцию. По интенсивности выноса из коры выветривания уран вместе с Ca, Na, Mg, F, Zn входит в группу легко выносимых элементов. Из коры выветривания уран выносится значительно энергичнее Si, K, Al, Fe и слабее S и Cl; поэтому его месторождения элювиального типа не известны. Подвергаясь более интенсивному выносу, чем Fe, Al, TR, Zr, он, как и Ca, не может накапливаться в остаточной коре выветривания.

Поступая в грунтовые и речные воды, уран в подавляющем большинстве случаев не насыщает их и поэтому не образует в окислительной обстановке самостоятельных минералов. Только на участках урановых месторождений, где в водах зоны окисления его содержания возрастают, образуются вторичные урановые минералы — фосфаты, ванадаты, арсенаты, силикаты и другие соединения шестивалентного урана. Их образование зависит не только от содержания урана в воде, но и от форм его нахождения в растворе, от активности других ионов. Поэтому существуют зоны окисления, поставляющие в раствор значительные количества урана, но лишенные вторичных урановых минералов.

И, наоборот, известны обильные выделения вторичных урановых минералов на участках с более низким содержанием урана в водах. Использование физико-химических данных позволяет объяснять причины формирования различных типов зон окисления урановых месторождений (Серебренников, 1966).

Большое влияние на миграцию урана в зоне гипергенеза оказывают климатические условия. В связи с тем, что в аридных зонах уран, аналогично Ca, Mg, Zn, малоподвижен в почвах и коре выветривания, вторичные ореолы урановых месторождений находятся у поверхности. Это создает благоприятные условия для поисков руд. На участках близкого залегания грунтовых вод от поверхности в условиях засушливого климата возможно формирование безрудных аномалий, по кларку концентрации урана аналогичных ореолам рассеяния. Для их отбраковки необходим морфолого-генетический анализ профилей почв и кор выветривания с учетом исторического развития района в эрозионном периоде. Геохимические условия образования некоторых типов приповерхностных аномалий урана в пустынной зоне показаны в таблице.

В областях гумидного климата разлагается много растительных остатков, почва и кора выветривания подвергаются сквозному промыванию и кислому выщелачиванию, кальций энергично выносится. Его сосед по рядам миграции — уран—также выносится, в связи с чем во влажном климате вторичные ореолы урановых месторождений с поверхности часто выражены слабо; местами уран выщелочен полностью. Фоновые содержания урана в водах составляют $n \cdot 10^{-6}$—$n \cdot 10^{-7}$ *г/л*.

Если в почвах и коре выветривания аридных районов уран мало подвижен, то в грунтовых водах он и здесь мигрирует весьма энергично. Фоновое содержание урана в водах окислительной обстановки аридных районов составляет $n \cdot 10^{-5}$ *г/л*. Именно таков региональный кларк урана в водах многих аридных районов. Повышение содержания урана в водах определяется малым количеством атмосферных осадков и в связи с этим меньшей интенсивностью водообмена. На участках сильного испарения вод наряду с ростом концентрации растворенных сульфатов и хлоридов растет и содержание урана в водах. Испарительная концентрация местами вызывает повышение содержания урана в грунтовых и озерных водах до $n \cdot 10^{-4}$ *г/л* (Германов и др., 1958).

Достижения химии водных растворов позволили рассчитать формы нахождения урана в водах. Этот расчет сводится к определению констант неустойчивости возможных ионных форм миграции урана для вод определенного состава (исходя из предположения, что сумма учтенных ионных форм равна суммарной концентрации урана в растворе). Выяснилось, что в большинстве природных вод уран преимущественно переносится в виде сложных уранил-карбонатных комплексных ионов. При отсутст-

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ УРАНА В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПУСТЫННОЙ ЗОНЫ

Геоморфологические условия и солевой режим	Геохимические барьеры	Поведение урана в почвах, коре выветривания и четвертичных отложениях
I. Супераквальные условия: солончаки аллювиальных равнин	Восстановительный и сорбционный	Аккумуляция урана в солончаковых почвах и четвертичных отложениях (в горизонтах сульфатредукции и оглеения). Кларк концентрации 4—6. Источник урана—грунтовые воды с содержанием 10^{-5}—10^{-4} *г/л*
солончаки участков разгрузки артезианских вод		Аккумуляции урана не возникают вследствие его низкого содержания в водах питающих солончаки ($n \cdot 10^{-7}$—$n \cdot 10^{-6}$ *г/л*)
глубинные солончаки пенепленизированных равнин	Испарительный и сорбционный (в окислительной обстановке)	Слабая аккумуляция урана над уровнем грунтовых вод и вынос из верхней части почвенного профиля. Кларк концентрации 2—3
II. Элювиальные условия: на скальных породах	Отсутствуют	Содержание урана в грубоскелетных почвах и пустынной коре выветривания такое же, как в коренных породах
на слабо метаморфизованных песчано-глинистых породах	Испарительный и сорбционный (не повсеместно)	Слабый вынос урана из верхней части профиля почв и аккумуляция в горизонте вмывания. Кларк концентрации 1—3
III. Элювиальные условия с предшествующей супераквальной стадией	Восстановительный в супераквальной стадии	Незначительные реликтовые концентрации (реликты солончаков аллювиальных равнин, частично подверженные вмыванию)
	Кислотный сорбционный барьер в промежуточной (элювиально-супераквальной) стадии	Концентрация урана из грунтовых вод (фон 10^{-5} *г/л*) вблизи зон окисления сульфидных месторождений и иных источников кислой среды. Последующая консервация при понижении базиса дренирования
IV. Элювиальные условия с предшествующей субаквальной стадией	Восстановительный и сорбционный (в субаквальной стадии)	Образование концентраций в стадию диагенеза неоген-антропогеновых аллювиально-озерных отложений. Последующая консервация и образование окисленных урановых минералов в элювии

вии карбонатов уран находится в растворах в виде уранил-иона и в виде гидроксилкомплексов. Часть урана может мигрировать в виде уранилорганических соединений (Лисицин, 1962; Лисицин и др., 1967).

Способность урана к миграции как в кислых, так и щелочных кислородных водах составляет его важную геохимическую особенность и создает возможность образования гипергенных урановых руд в аридной зоне (см. ниже).

На участках большинства урановых месторождений образуются хорошо выраженные водные потоки рассеяния урана с его значительно повышенным содержанием в воде. Поэтому на основе определения урана в грунтовых и поверхностных водах с уче-

том геохимических особенностей ландшафта можно искать как экзогенные, так и эндогенные урановые месторождения. На этом основан гидрогеохимический метод поисков урановых месторождений, разработанный в нашей стране в 50-х годах (Сауков, 1958; Германов и др., 1958).

На участках урановых месторождений образуются также биогеохимические ореолы. Условия их образования, а следовательно, и методика поисков руд, зависят от геохимических условий. Поэтому в тундре, тайге, лесостепи, пустыне месторождения надо искать по-разному с учетом особенностей миграции урана. Этим определяются роль климатических особенностей территорий для поисков урановых месторождений и возможность их районирования по условиям поисков. Первая карта районирования СССР по условиям поисков урановых месторождений составлена А. И. Перельманом, Ю. В. Шарковым и В. И. Красниковым (Красников, 1964).

В водах, не содержащих кислорода и содержащих сероводород, метан, местами водород и другие газы, шестивалентный уран может восстанавливаться до четырехвалентного состояния, соединения U^{4+} плохо растворимы; поэтому содержание урана в водах резко снижается: как правило, оно не превышает $n \cdot 10^{-6}$ *г/л* и часто составляет $n \cdot 10^{-7}$ и менее.

Положение урана в рядах миграции для восстановительной среды существенно иное, чем для окислительной: уран попадает в группу инертных и практически неподвижных элементов с $K_x < 0{,}1$.

В тех местах зоны гипергенеза, где окислительная обстановка сменяется восстановительной, создаются условия для осаждения урана из вод. Особенно интересны участки резкой смены обстановок, где осаждение урана из вод происходит на коротком расстоянии. Такие участки получили наименование восстановительного геохимического барьера; к ним нередко приурочены рудные тела экзогенных месторождений (Перельман, 1965).

Наиболее общей причиной осаждения урана из подземных вод является понижение окислительно-восстановительного потенциала (Eh). Восстановительные геохимические барьеры в гипергенных условиях формируются при участии анаэробных микроорганизмов, которые, окисляя органическое вещество, снижают (Eh) до низких отрицательных значений. Осаждение урана не зависит от природы компонента, определяющего величину окислительно-восстановительного потенциала. Установлено, что чем меньше содержание урана в воде, тем более низкие значения Eh необходимы для начала его осаждения (Батулин и др., 1965; Лисицин и др., 1967).

В зоне гипергенеза наблюдаются два основных типа восстановительных барьеров. Один из них возникает на участках смены кислородных вод сероводородными; на таком барьере вместе

с ураном осаждаются железо и халькофильные элементы (Cu, Pb, Zn и т. д.). Второй восстановительный барьер получил название глеевого. Он возникает там, где окислительная обстановка сменяется восстановительной без сероводорода; восстановителем здесь, вероятно, часто служит свободный водород — продукт микробиологических реакций. На глеевом барьере вместе с ураном может осаждаться самородный селен. Железо здесь может отлагаться в виде сидерита (анкерита), но халькофильные элементы не осаждаются.

Препятствием для образования сероводорода при наличии органического вещества является дефицит сульфатов. Вероятно, этим объясняется приуроченность малосульфидных и даже бессульфидных урановых руд к породам угленосных формаций, сформировавшихся в условиях гумидного климата. При избытке легко разлагаемого органического вещества, необходимого для развития водородобразующих микроорганизмов, уже на стадии диагенеза мог возникать глеевый (водородный) геохимический барьер.

Кроме восстановительного барьера, для концентрации урана в зоне гипергенеза известное значение имеют и другие геохимические барьеры: адсорбционный (накопление урана в некоторых глинах и др.), испарительный и др. В некоторых случаях наблюдается совмещение барьеров (например, сочетание сорбции и восстановления урана в торфах и углях). Но промышленные концентрации урана связаны преимущественно с восстановительным барьером, который возникает в морских и озерных илах, в краевой зоне торфяных и прочих болот, в водоносных горизонтах, особенно на участках разрушающихся нефтяных или газовых залежей и т. п. Следовательно, осаждение урана из вод возможно в седиментогенезе, при диагенезе осадков и в сформировавшихся осадочных породах. Однако при всем разнообразии геологических условий геохимическая сущность процессов накопления урана в большинстве случаев остается неизменной: осаждение на геохимическом барьере в результате восстановления шестивалентного урана до четырехвалентного. Таким образом, важнейшая особенность геохимии урана в зоне гипергенеза сводится к следующему: уран энергично (как Ca, Mg и др.) мигрирует в окислительной среде и инертен (как TR, Zn, Al и др.) в восстановительной.

Осаждение сопутствующих урану элементов на восстановительном барьере зависит от их химических свойств. Для разных элементов существуют различные восстановительные барьеры, на которых они осаждаются из вод. Так, например, если в кислородных водах содержатся соединения хрома, урана, селена, молибдена, то осаждение их при восстановлении может происходить в разных зонах рудоносных горизонтов. Хром может выделяться из кислородных вод, так как незначительное понижение

Eh вызовет восстановление шестивалентного хрома до трехвалентного. Из кислородных вод может осаждаться также элементарный селен, хотя для его восстановления из шестивалентного состояния требуются более низкие величины Eh (Сидельникова, 1966). Шестивалентный уран восстанавливается до четырехвалентного обычно в более восстановительных условиях, чем необходимо для перехода трехвалентного железа в двухвалентное, хотя при резком изменении величин Eh может происходить совместное осаждение восстановленных соединений урана и железа. Наконец, в еще более восстановительных условиях возможно восстановление шестивалентного молибдена в четырехвалентный. Ряд последовательности осаждения имеет вид: $Cr \rightarrow Se \rightarrow Fe \rightarrow U \rightarrow Mo$.

В зависимости от резкости изменения окислительно-восстановительных условий, а также от концентрации элементов вблизи барьера, их аккумуляция может происходить в одних и тех же или в разных местах. Рудные тела могут быть и полиэлементными (например, селен-урановыми) и моноэлементными (чисто селеновыми, урановыми и т. д.). В одном и том же месторождении могут быть тела селеновых и урановых руд.

В зоне гипергенеза местами наблюдается совмещение геохимических барьеров различных типов. Например, в некоторых уран-угольных месторождениях, связанных с третичными угленосными бассейнами, уран концентрируется вместе с германием и бериллием. При этом последние находятся в углистых породах в форме металлорганических комплексов, а уран — в форме окислов (черни и смолки). В пределах угольных пластов распределение всех трех элементов различное. Концентрация урана происходила в результате восстановительных реакций; германий и бериллий накапливались под влиянием процессов сорбции органическим веществом (Данчев и др., 1966).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Высокая геохимическая подвижность шестивалентного урана как в кислых, так и в щелочных растворах, его способность давать комплексные уранил-карбонатные, металлорганические и другие соединения обусловили широкую распространенность и большое разнообразие экзогенных урановых месторождений. По В. И. Данчеву, экзогенные месторождения урана могут быть разделены на собственно осадочные (седиментационно-диагенетические), полигенные, формирование которых связано с последующими процессами перераспределения урана, и собственно эпигенетические — наложенные (инфильтрационные или гидрогенные) (Данчев и др., 1965, 1966).

Часть авторов настоящего сообщения (Батулин и др., 1965) считает более правильным делить все изученные месторождения

лишь на две основные группы — группу сингенетических месторождений и группу эпигенетических. Ко второй группе относятся месторождения, сформировавшиеся в стадию катагенеза и частично в стадию диагенеза.

Роль геохимических барьеров в образовании грандиозных скоплений урана в осадочных породах проявилась уже в кембрии, силуре, частично в девоне, когда впервые в истории Земли огромные массы органического вещества были сконцентрированы в илах, давших начало углисто-глинистым или углеродистым сланцам. А. А. Сауков (1964) рассматривает этот этап геологической истории как один из наиболее ярких примеров ее необратимой эволюции. Примерами могут служить сланцы «кольма» (Швеция), Чаттануга (США), Сент-Ипполит (Франция) и многие другие. Концентрации урана в сланцах обычно низкие, но хорошо выдерживающиеся на значительных площадях. При их формировании восстановительный геохимический барьер сказывался на самых ранних этапах накопления отложений (седиментогенез, диагенез). Аналогичные процессы проявились и в более поздние периоды развития Земли (например, в некоторых олигоценовых морях), хотя они и не достигли столь грандиозных масштабов, как в нижнем палеозое.

Седиментационно-диагенетические (собственно осадочные) месторождения урана приурочены также к фосфоритам, возможны в породах угленосной и других формаций (Данчев и др., 1966).

Процессы диагенеза в аллювиальных и некоторых других континентальных отложениях протекают при участии грунтовых, а местами и пластовых вод, приносящих уран. В этом случае образуются так называемые месторождения экзодиагенеза; их рудное вещество эпигенетично по отношению к основной массе осадка (Батулин и др., 1965).

Дальнейшие изменения пород, связанные с тектоническим развитием региона или с возрастанием температур и давления в глубинах земной коры, приводят сначала к частичному, а затем и более существенному перераспределению урана. Создается группа так называемых полигенных (многостадийных) месторождений, несущих следы рудообразующих процессов разных стадий от наиболее ранних до самых поздних (Данчев, Лапинская, 1965). В условиях метагенеза и метаморфизма под влиянием возрастающих температур и давлений при выделении, как показал А. А. Сауков (1961), огромных масс воды создаются осадочно-метаморфогенные месторождения урана. При этом, помимо рассеянных выделений урановых минералов, в нарушенных участках пластов возникают богатые руды. Образование месторождений этой группы во многом еще не ясно. Руды эпигенетичны по отношению к вмещающим породам, эпигенетические процессы протекали при высоких температурах и давлениях.

Изменения пород, связанные с повышением температуры и давления, были названы Л. Б. Рухиным (1961) прогрессивным эпигенезом[1]. Эпигенетические процессы в породах, протекающие в зоне гипергенеза, т. е. при низких температурах и давлениях в условиях тектонических поднятий, Л. Б. Рухин предложил именовать регрессивным эпигенезом.

При регрессивном эпигенезе решающая роль в накоплении урана принадлежит пластовым водам.

ОБРАЗОВАНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ЭКЗОГЕННЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В начальный период изучения экзогенных урановых месторождений, приуроченных к осадочным породам, их оруденение рассматривалось большинством исследователей как сингенетическое. Считалось, что накопление урана происходило одновременно с образованием рудовмещающих толщ и определялось фациальными условиями. Постседиментационная тектоника и ее роль в образовании урановых руд не учитывались. Циркуляция подземных вод рассматривалась как фактор разрушения месторождений. Внимание исследователей направлялось на изучение стратиграфического и фациального контроля оруденения, выяснение палеогеографических условий эпохи отложения рудовмещающих толщ.

На основе представлений о сингенетическом рудообразовании разрабатывались методы поисков и разведки, которые дали хорошие разультаты при разведке отдельных месторождений. Однако изучение ряда урановых месторождений в СССР, США, Японии и других странах показало, что рудные тела многих из них не подчиняются фациальному контролю. Постепенно стало складываться представление об эпигенетическом характере уранового оруденения по отношению к вмещающим породам. В разработке этих вопросов в течение ряда лет участвовала и группа авторов настоящего сообщения (Батулин и др., 1965).

Рудные тела эпигенетических месторождений образовались в современных и древних водоносных горизонтах (песчаники, трещиноватые известняки, гравелиты и т. д.). Во многих из них вдоль потока подземных вод происходит закономерная смена

---

[1] Прогрессивный и регрессивный эпигенез, по Л. Б. Рухину, может протекать как с привносом, так и без привноса вещества, в связи с чем существует двойственность в трактовке самого термина «эпигенез». Некоторые исследователи, в том числе часть авторов настоящего сообщения (А. И. Перельман, С. Г. Батулин, О. И. Зеленова, Г. В. Комарова, И. А. Кондратьева и А. К. Лисицин) к эпигенетическим относят только такие процессы (включая образование руд), которые связаны с привносом вещества извне в породу (осадок), противопоставляя их, таким образом, сингенетическим.

геохимических обстановок, а при наличии в породах водоносного горизонта восстановителей возникает геохимический барьер. Восстановители могут быть как сингенетические (торф, угли, лигниты, углефицированные растительные остатки), так и эпигенетические (нефть, твердые битумы и прочие углеводороды нефтяного ряда). В породах водоносных горизонтов по потоку подземных вод формируется эпигенетическая зональность, отражающая изменение геохимических условий. Восстановительный геохимический барьер обычно совпадает с границей зоны восстановления.

Для большой группы урановых месторождений характерно внедрение кислородных вод в водопроницаемые породы зоны восстановления. Это получает развитие на приподнятых крыльях артезианских бассейнов, когда тектонические поднятия приводят к инфильтрации кислородных вод из области питания в пластовые водоносные горизонты.

В аридных районах кислородные пластовые воды содержат нередко $n \cdot 10^{-5}$ *г/л* урана. Двигаясь по породам, они вызывают образование первой эпигенетической зоны — пластового окисления (лимонитизации). Расходование кислорода на окисление пирита, органического вещества, сидерита, глауконита и других минералов приводит к его исчезновению из вод; кислородное окисление сменяется анаэробным биохимическим окислением органических веществ в водоносном горизонте с неокисленными соединениями железа. Энергичная микробиологическая деятельность приводит к резкому понижению окислительно-восстановительного потенциала до низких отрицательных значений. Дальше по потоку пластовых вод ослабляются биохимические процессы, изменяется состав микрофлоры и соответствующих продуктов микробиологических реакций, Eh вод вновь несколько повышается (Лисицин, Кузнецова, 1967). На участке резкого понижения Eh (восстановительный геохимический барьер) образуется новая эпигенетическая зона — уранового оруденения. В некоторых месторождениях на барьере происходит также осаждение селена; причем контур селенового рудного тела сдвинут относительно уранового в соответствии с более высоким Eh для селена. Зона уранового оруденения постепенно сменяется зоной сероцветных пород, характеризующихся кларковыми содержаниями урана.

Медленное движение вод на участке геохимического барьера позволяет предполагать возможность химического равновесия между водами и рудами. Расчеты, основанные на использовании для важнейших соединений урана термодинамических констант, показывают, что осаждение U^{6+} из вод на участке восстановительного геохимического барьера начинается при понижении Eh подземных вод до величин, отвечающих равновесию соответствующих форм его миграции с UO_2. В районах

изученных урановых месторождений в зависимости от ионно-солевого состава вод и содержаний урана ($1 \cdot 10^{-3}$—$1 \cdot 10^{-6}$ *г/л*) величины Eh начала его осаждения изменяются примерно от 0 до —125 *мв* при pH=6,5 и от —125 до почти —200 *мв* при pH=8,5.

Близкий характер имеет эпигенетическая зональность некоторых урано-угольных месторождений. Урановые руды в них локализуются вблизи кровли или подошвы угольных пластов, а также в углистых песчаниках у их границы с лимонитизированными или первично-красноцветными водопроницаемыми породами.

Известна большая группа эпигенетических урановых месторождений, в которых восстановительный барьер создается углеводородами нефтяного ряда. Локализация этих месторождений определяется гидродинамическими особенностями, тектонической структурой и взаимоотношениями с газо-нефтяными залежами. Среди них установлены месторождения, рудные тела которых приурочены непосредственно к зонам контакта воды и нефти в разрушающихся нефтяных залежах (Холодов и др., 1961).

Вместе с тем известны случаи формирования урановой минерализации в сводах структур, осложненных разломами и расположенных над залежами нефти и газа (Зеленова и др., 1969). Уран концентрируется здесь на границах зон эпигенетического восстановления и окисления. Рудные тела находятся в пределах зон эпигенетического восстановления, характерными минералами которых являются пирит, хлорит, иногда алунит, самородная сера и карбонаты в водопроницаемых прослоях. Гидрогеохимические условия образования всех этих минералов близки к тем, которые существуют в настоящее время. Установлено, что снизу по разломам поступает смесь углеводородных газов, углекислоты и сероводорода. Основным восстановителем и осадителем урана является сероводород, способный обеспечить необходимое понижение Eh в пластовых водах. Рудообразование возможно лишь при поступлении газообразных восстановителей навстречу потоку кислородных урароносных вод в условиях неподвижной окислительно-восстановительной границы или при ее перемещении в сторону ранее эпигенетически восстановленных пород. Породы, с которыми пространственно связано оруденение, сами по себе не являются осадителями урана.

Эпигенетические месторождения других элементов, сформированные пластовыми водами, занимают закономерное положение на площади и в профиле артезианского бассейна, отличное от урана. Серные месторождения, например, возникают в опущенных крыльях артезианского бассейна в местах смешения глубинных сероводородных вод с кислородсодержащими водами (Лисицин, 1969).

Рудоносность артезианских бассейнов различна и зависит от ряда причин: литолого-фациальных условий формирования рудовмещающих пород, наличия восстановителей в водоносных горизонтах, характере постседиментационных тектонических движений, климата эпохи рудообразования и т. д. Наиболее благоприятны для рудоотложения осадочные толщи, включающие водопроницаемые породы с восстановителями; однако восстановительные условия в эпоху осадкообразования необязательны. Эпигенетические месторождения могут возникать в породах, образовавшихся в окислительной обстановке: например, в первоначально красноцветных породах, подвергшихся эпигенетическому рудообразованию является эпигенетическое восстановление.

Восстановительные эпигенетические процессы при участии сероводорода проявились во многих районах с образованием пирита в породах; местами в тех же антиклинальных структурах они протекали в отсутствие сероводорода. В плане участки пород, в которых происходило эпигенетическое восстановление, обычно представляют собой более или менее крупные «сероцветные» пятна на общем красноватом или желтом фоне.

При взаимодействии ураноносных пластовых вод с рудовмещающими породами оруденение может формироваться лишь в тех местах, где породы содержат восстановители урана (главным образом органические вещества).

Способностью восстанавливать и осаждать уран из пластовых вод обладают почти все виды твердых битуминозных образований, некоторые бурые и каменные угли и обугленные растительные остатки. Пирит осадочных пород не обеспечивает понижения Eh, достаточного для восстановления и осаждения урана, и не может быть прямой причиной его осаждения.

Восстановителями урана могут быть также инградиенты жидких и газообразных органических веществ, а также H_2S H_2, окклюдированные в порах осадочных пород.

Постседиментационная тектоника играет огромную роль в эпигенетическом рудообразовании. Для формирования месторождений благоприятны дифференциальные тектонические движения небольшой амплитуды, в ходе которых создаются возвышенности (области питания) и впадины, к которым приурочены артезианские бассейны. Такие условия создаются на периферии подымающихся горных сооружений, где интенсивность поднятий значительно меньше, чем в их центральных участках. При быстрых тектонических поднятиях эрозия часто опережает процессы эпигенетического рудообразования. В областях устойчивого тектонического режима, а также в областях длительных опусканий (например, на платформах, в передовых прогибах) условия для проникновения кислородных вод на глубину отсутствуют.

Климат также во многом определяет возможность эпигенетического рудообразования. В гумидных регионах фоновое содержание урана в подземных кислородных водах, как указывалось выше, обычно не превышает $1{,}2 \cdot 10^{-6}$ *г/л* (нередко $n \cdot 10^{-7}$ и менее); такие же содержания характерны для сероводородных и глеевых вод. Поэтому в гумидных районах при наличии восстановителей в водоносных горизонтах уран обычно не отлагается. Из этого не следует, что в гумидном климате вообще невозможно формирование эпигенетических урановых месторождений. Такие процессы не исключаются: однако они требуют повышенного содержания урана в водах, особого источника урана в виде пород, обогащенных им (гранитоиды, углеродисто-кремнистые сланцы), содержание урана в которых нередко достигает $n \cdot 10^{-3}\%$, или же урановых месторождений в области питания подземных вод. В аридных районах, напротив, месторождения образуются из вод с кларковыми (для данного региона) содержаниями урана (Батулин и др., 1965).

Эпигенетические урановые руды в поздние стадии развития артезианского бассейна могут уничтожаться под действием процессов окисления. При изменении характера тектонических движений (ослабление поднятий или опускание) окисление прекращается, месторождения консервируются.

В нефтеносных артезианских бассейнах областей тектонической активизации нагретые глубинные подземные воды проникают по разломам в вышележащие горизонты. В очагах разгрузки этих вод наблюдается разнообразная эпигенетическая минерализация (кальцит, арагонит, барит, сульфиды свинца и цинка и др.). Такое же происхождение имеют руды некоторых урано-битумных месторождений, близких по характеру эпигенетических изменений и четкому структурному контролю оруденения к низкотемпературным гидротермальным месторождениям. Они тяготеют к тектонически ослабленным зонам, связанным с глубинными разломами, и локализуются в сводах и на склонах куполовидных и брахиантиклинальных поднятий, которые сильно осложнены разрывами и часто прорваны соляными штоками (Ермаков и др., 1968). Рудные тела, сложенные скоплениями ураноносных твердых битумов, контролируются нарушениями и распространяются от них по пластам первично-красноцветных сильно измененных водопроницаемых пород. В дорудные стадии проявились процессы каолинизации, сидеритизации, образования гидрослюд и окремнение пород около разломов. Местами вблизи от разломов отлагались кальцит и пирит. Позже образовывались ураноносные твердые битумы, тонкодисперсные сульфиды железа и молибдена (иордизит), хромсодержащий монтмориллонит и гидрослюда. В послерудные стадии отлагались киноварь, сфалерит, галенит, флюорит, кварц,

кальцит и битумы, растворимые в органических растворителях. Предполагается, что возникновение охарактеризованной минерализации обязано внедрению глубинных нагретых вод и нефтеподобных углеводородов в вышележащие водоносные горизонты. При их взаимодействии с пластовыми водами близ разломов происходило интенсивное минералообразование. Возможно, что уран и молибден привносились восходящими растворами. Благоприятные условия для их осаждения создавались благодаря интенсивному биохимическому окислению углеводородов в пластовых водах. Дальнейшее изучение подобных процессов важно для понимания генезиса как урановых, так и других рудных месторождений в осадочных породах.

Эпигенетические месторождения, связанные с артезианскими бассейнами, наиболее многочисленны и значительны по количеству заключенного в них металла. Однако известны также эпигенетические концентрации урана, образовавшиеся при взаимодействии грунтовых вод с континентальными отложениями (месторождения экзодиагенеза). Наиболее ярким примером являются современные низинные торфяники, где концентрации урана обнаруживаются на контакте торфяных залежей с проницаемыми отложениями. Осаждение урана в низинных торфяниках также происходит в восстановительной среде при биохимическом окислении органического вещества (Лисицин и др., 1967). Обогащенный ураном торф местами содержит пирит. В водах из рудоносных торфов часть урана находится в виде уранорганических соединений как диссоциированных, так и коллоидных.

Близкие к рудопроявлениям в торфяниках концентрации урана наряду с селеном известны в древних красноцветных формациях; некоторые из них приурочены к фациальной границе между красноцветными пролювиальными и сероцветными русловыми и пойменными образованиями. Эпигенетичность оруденения устанавливается по отсутствию зависимости рудоносности от содержания дисульфидов железа и растительных углефицированных остатков, а также по обогащению ураном грубозернистых, т. е. наиболее водопроницаемых, пород. В распределении урана и селена имеется различие: селен концентрируется в красноцветных породах, а уран — в сероцветных наряду с минералами двухвалентного железа, гематитом и ломонтитом. Образование концентраций урана и селена объясняется циркуляцией кислородсодержащих грунтовых вод, извлекавших эти элементы из красноцветных пород, обогащенных обломками кислых эффузивов. Осаждение урана и селена происходило дифференцированно в соответствии с их химическими свойствами на границе между красноцветными и сероцветными породами (Батулин и др., 1965; Шиловский, Сидельникова, 1966).

Изложенные представления об эпигенетическом образовании урановых руд — плод многолетних исследований геологов-

поисковиков, разведчиков, геохимиков, гидрогеологов, литологов. Значение этих представлений состоит прежде всего в том, что они позволяют намечать районы поисков новых месторождений. Нам представляется, что опыт изучения эпигенетических урановых месторождений имеет общее значение для геологической науки.

Дальнейшая разработка представлений об особенностях формирования экзогенных эпигенетических месторождений имеет большое значение для выявления закономерностей размещения и условий образования как урановых, так и других рудных месторождений в осадочных породах.

ЛИТЕРАТУРА

Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева, И. А., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенных эпигенетические месторождения урана (условия образования). Атомиздат, 1965.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Л., 1926.

Германов А. И., Батулин С. Г., Волков Г. А., Лисицин А. К., Серебренников В. С. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах.— В кн. «Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии». Женева, 1958 (Докл. сов. ученых, т. III. Атомиздат, 1958).

Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья. Изд-во «Недра», 1965.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. Атомиздат, 1966.

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Атомиздат, 1962.

Ермаков И. Д., Иванов Д. Н., Комарова Г. В., Пеньков В. Ф., Сависько В. Е., Ткаченко Е. П., Успенский В. А. Геологические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах.— В сб. «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений». Изд-во «Наука», 1968.

Зеленова О. И., Кондратьева И. А., Лисицин А. К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеводородов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.

Красников В. И. Геологические предпосылки поисков месторождений урана. Атомиздат, 1964.

Лисицин А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде UO_2.— Геохимия, 1962, № 9.

Лисицин А. К. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 6.

Лисицин А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.

Лисицин А. К., Круглов А. И., Пантелеев В. М., Сидельникова В. Д. Условия накопления урана в низинных старичных торфяниках.—Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географгиз, 1955.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 2-е. Изд-во «Недра», 1965.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.

Сауков А. А. Радиогидрогеологический метод.— В кн. «Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии», т. 6. Госгеолтехиздат, 1958.

Сауков А. А. Радиоактивные элементы Земли. Госатомиздат, 1961.

Сауков А. А. Историзм в геохимии.— В кн. «Взаимодействие наук при изучении Земли». Изд-во «Наука», 1964.

Серебренников Б. С. Гидрогеохимические условия образования мышьяковых фосфорных слюдок урана.— Геохимия, 1966, № 5.

Сидельникова В. Д. Некоторые вопросы водной миграции селена в пустынях.— В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.

Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.

Шиловский П. П., Сидельникова В. Д. Геохимические ассоциации и зональное строение уран-селеновых рудных тел в песчаниках красноцветной толщи.— В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РТУТИ

Н. Х. АЙДИНЬЯН, Н. А. ОЗЕРОВА

Как известно, вопросы геохимии ртути широко изучались А. А. Сауковым (1946). Некоторые результаты в области геохимии ртути, полученные нами под его руководством, приводятся ниже.

Космическая распространенность ртути изучена наиболее слабо. И. и В. Ноддак (1935) не обнаружили ее химическим анализом в средних пробах каменных и железных метеоритов; и только в троилите из Каньона Диабло они установили $2 \cdot 10^{-5}\%$ ртути. В последующий период для определения ртути использовали нейтронно-активационный метод. В каменных метеоритах были определены ее содержания в первые миллионные доли процента (шесть определений) и меньше $1 \cdot 10^{-6}\%$ (два определения) (Ehman, Huizenga, 1959; Reed a. o., 1960). В троилите из Каньона Диабло, в котором И. и В. Ноддаки установили $2 \cdot 10^{-5}\%$ ртути, нейтронно-активационным методом было позднее определено $2{,}8 \cdot 10^{-5}$ (Suess, Urey, 1956) и $\sim 7 \cdot 10^{-7}\%$ (Reed a. o., 1960). Наиболее высокое содержание было обнаружено в углистом хондрите ($\sim 1 \cdot 10^{-3}\%$).

В каменных метеоритах химическим методом (Айдиньян, 1960 [1]) нами было установлено содержание ртути примерно на порядок выше, чем другими авторами. В четырех проанализированных образцах оно составляло $1 \cdot 10^{-5}$—$6 \cdot 10^{-5}\%$. Для железных метеоритов установлен больший разброс содержаний ртути: $2 \cdot 10^{-6}\%$ в метеорите Сихотэ-Алиня и $2{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ в метеорите Богуславки. В троилите, выделенном из Сихотэ-Алиньского метеорита, содержание ртути повышено по сравнению с содержанием в метеорите в целом и составляет $3 \cdot 10^{-5}\%$; это сопоставимо с данными И. и В. Ноддак. По-видимому, содержание ртути в каменных метеоритах в среднем близко к первым стотысячным долям процента.

Распределение ртути в магматических породах изучалось многими исследователями в различных геологических провинциях, но интерпретация повышенных содержаний ртути всегда затруднена в связи с тем, что ртуть далеко не всегда сингенетична магматическим породам и может быть привнесена в них. Для того чтобы оценить первичное распределение ртути в магматических породах, были изучены лавы действующих вулканов

Камчатско-Курильской дуги, которые значительно меньше затронуты позднейшими изменениями, чем более древние магматические образования. Установлено, что содержание ртути в лавах изменяется от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}$% и в среднем составляет $6{,}6 \cdot 10^{-6}$%, что очень близко к кларку ртути. Несколько обогащены ртутью лавы вулканов о-ва Кунашир (Менделеева и Головнина) независимо от их состава (в среднем $1 \cdot 10^{-5}$%); на этих вулканах отмечаются ртутьсодержащие минералы, образование которых связано с послемагматической деятельностью вулканов. Никакой приуроченности ртути к лавам определенного типа (основным или кислым) не установлено. Некоторую косвенную связь формирования ртутьсодержащей минерализации можно видеть в том, что образование сольфатарных полей, сопровождающееся накоплением ртути, парагенетически связывается с ростом экструзивных куполов дацитовой магмы.

Для Средиземноморской провинции известны единичные определения ртути в лавах датированных извержений вулканов Этны и Везувия (Santoro, 1964); содержания ртути находятся в тех же пределах, как и в лавах Камчатско-Курильской зоны ($1 \cdot 10^{-6}$—$1{,}2 \cdot 10^{-5}$%).

Миграция ртути при современном осадкообразовании в морских бассейнах изучалась на примере Черного и Каспийского морей. Между седиментацией в этих морях существуют черты сходства и различия (Страхов и др., 1954). Для миграции ртути существенным различием является сероводородное заражение нижнего горизонта водной массы Черного моря. Здесь кислород полностью израсходован на окисление падающего сверху органического вещества, а взамен его благодаря жизнедеятельности бактерий, восстанавливающих S^{6+}, накапливается сероводород, количество которого достигает 6,6 *см*^{3}/*л* у дна. С этим связано выпадение сульфида железа и накопление ряда других элементов, включая ртуть, ранее сорбированную взвесью и растворенную в морской воде. Хотя содержание ртути в морской воде Черного и Каспийского морей близки (кларковые содержания), в Черном море многократно повторяющийся процесс высаживания ртути сероводородом из иловой воды, куда она вновь поступает вследствие диффузии, приводит к обогащению ею осадков. Среднее содержание ртути в черноморских отложениях $5{,}8 \cdot 10^{-5}$% (пределы содержаний $5 \cdot 10^{-5}$—$1 \cdot 10^{-4}$%); среднее содержание ртути в осадках южнокаспийской глубоководной депрессии значительно ниже: $7 \cdot 10^{-6}$% (пределы содержаний $2 \cdot 10^{-6}$—$2 \cdot 10^{-5}$%).

В процессе литификации специфических морских осадков, подобных черноморским, высвобождается ртуть, которая, возможно, может участвовать в гидротермальном процессе с образованием ртутьсодержащих минералов. Об этом можно судить на основании сопоставления содержаний ртути в современных

морских осадках с таковыми в породах нормально-осадочного литогенеза и, в частности, характеризующихся сингенетичным накоплением халькофильных элементов, например, с некоторыми меденосными отложениями Приуралья (Озерова, Айдиньян, 1966). В сульфидах и гидрокарбонатах меди из этих отложений содержание ртути повышено (от $n \cdot 10^{-5}$ до $4{,}5 \cdot 10^{-4}$%), а во вмещающих породах оно такое же низкое ($3{,}7 \cdot 10^{-6}$%), как и в породах нормально-осадочного литогенеза Русской платформы. Как отразился процесс меденакопления на распределении ртути, можно представить из таких расчетов. Если исходить из условий, оптимальных для концентрации ртути, и принять содержание меди в породах равным 1%, а ртути в медных минералах — $1 \cdot 10^{-4}$%, то общее содержание ртути во вмещающих породах возрастет лишь на $1{,}2 \cdot 10^{-6}$% и ее суммарное содержание в меденосных породах в среднем не будет превышать $5 \cdot 10^{-6}$%. Учитывая эти данные, можно сделать вывод о высвобождении значительного количества ртути при диагенезе и эпигенезе некоторых типов морских осадков, подобных черноморским.

В осадочных породах содержание ртути зависит и от содержания в них вулканогенного материала. Так, в осадочных породах Восточно-Камчатского прогиба, где вулканический материал резко преобладает, оно составляет $9 \cdot 10^{-6}$% и соизмеримо с указанными выше содержаниями ртути в вулканогенных породах Камчатско-Курильской провинции. В породах нормально-осадочного литогенеза на Русской платформе (от валдайской серии позднего докембрия до верхнего мела) среднее содержание ртути меньше: $(3—4) \cdot 10^{-6}$%.

Для металлогенических построений здесь интересны данные о близости содержаний ртути в глинистых, песчанистых и карбонатных породах. Это доказано для пород нормально-осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза (Озерова, Айдиньян, 1966). Таким образом, предположение о роли глинистых пород как главных аккумуляторов ртути среди осадочных пород и соответственно как главных поставщиков ее в гидротермальные растворы при метаморфизме, не подтверждается.

Наиболее значительными по масштабу накопления ртути в осадочном процессе являются горючие сланцы, железные и марганцевые руды, бокситы; поскольку они формируются в гумидном климате, можно говорить о том, что гумидные условия более благоприятны для образования обогащенных ртутью пород, чем аридные; для песчанистых, глинистых и карбонатных пород такой закономерности не отмечается.

Влияние прогрессивного регионального метаморфизма на перераспределение ртути в осадочных породах изучалось нами на примере метаморфических пород некоторых районов КМА и Кривого Рога, образовавшихся по породам различного состава (песчано-глинистым, песчанистым, карбонатным и кремни-

стым) и по степени метаморфизма соответствующих зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям Эскола. Установлено, что средние содержания ртути в метаморфических породах, образовавшихся за счет осадочных пород различного состава, включая в разной степени метаморфизованные песчано-глинистые породы, заметно не различаются — $(2—4) \cdot 10^{-6}\%$ — и близки таковым в осадочных породах Русской платформы. Повышенные содержания ртути устанавливаются только в сульфидах из послойных и секущих выделений, как и в осадочных породах. Ртуть в этих сульфидах унаследована не только от осадочного процесса, часть пирита, безусловно, имеет метаморфогенное происхождение, но процессы накопления ртути в сульфидах как осадочных, так и метаморфических пород можно объяснить общей причиной: ее соосаждением с сульфидами из вод с низкой ее концентрацией.

Таким образом, при метаморфизме осадочных пород значительного выноса ртути не происходит. Возможно он наблюдается при метаморфизме образований коры выветривания, осадочных железных, марганцевых руд и горючих сланцев, в которых повышено содержание ртути. Следовательно, в процессах литификации осадков и последующего их метаморфизма наиболее важными для высвобождения ртути являются процессы диагенеза и эпигенеза некоторых типов морских осадков (например, подобных черноморским). И если при позднейшем метаморфизме происходит некоторое отделение ртути, то оно несоизмеримо по масштабу с миграцией ртути в процессах диагенеза — эпигенеза.

Как известно, наибольшую роль в концентрации ртути играют гидротермальные растворы. Содержание ртути в современных гидротермах, формирующихся в различных геохимических и гидрогеологических условиях, $n \cdot 10^{-7}$—$n \cdot 10^{-6}$ *г/л* и только в конденсатах сернистых фумарол повышается до $n \cdot 10^{-5}$ *г/л*. В изученных источниках, где отлагаются ртутные минералы (Апапельские источники на Камчатке и фумаролы на вулкане Менделеева), оно равно $4 \cdot 10^{-6}$ *г/л*. При наличии в гидротермах мышьяка (в Джульфе и Налычеве), свинца и цинка (на Челекене) содержания ртути находятся в тех же пределах. Более высокие содержания (до $7 \cdot 10^{-5}$ *г/л*), отмеченные лишь в конденсатах вулканических эксгаляций Мутновского вулкана, по-видимому, объясняются отсутствием сероводорода; поэтому киноварь здесь не образуется; с повышенной ртутоносностью гидротерм, вероятно, связано отложение киновари в четвертичных вулканогенных породах вулкана, о чем можно судить по наличию киновари в шлихах. По-видимому, содержания ртути порядка $n \cdot 10^{-5}$ *г/л* характерны для современных ртутоносных растворов; при уменьшении ее содержаний в десятки раз до значений порядка $n \cdot 10^{-7}$ *г/л* происходит ее отложение. Таким образом, ртуть отлагается из растворов низкой концентрацией. О том,

что такой процесс идет даже из гидротерм с содержанием ртути $(5—7)\cdot10^{-7}$ *г/л*, можно судить по накоплению ртути в измененных породах и сульфидных минералах в грязевых вулканах Паужетки и на Челекене (Айдиньян, Озерова, Унанова, 1969).

При довольно низких содержаниях ртути в гидротермах об их рудообразующей роли можно судить по масштабу привноса ртути в измененные ими породы. Из таких пород областей современного вулканизма мы изучали опалиты, аргиллизированные и пропилитизированные породы. По обогащению ртутью выделяются опалиты, формирующиеся под действием сероводородно-углекислых терм [1] в непосредственной близости к вулканическим аппаратам. Эти породы сложены опалом, кварцем, алунитом, каолинитом, серой и сульфидами железа. В полях развития опалитов известны колчеданные линзы с киноварью (вулканы Менделеева на о-ве Кунашир и Мацуо на о-ве Хоккайдо). Таким образом, сероводородно-углекислые термы областей современного вулканизма относятся к числу ртутоносных. Таковы же, очевидно, углекислые термы областей молодой магматической деятельности — Сальфер-Бэнк и Стимбот-Спрингс в США и, повидимому, Налычевские мышьяковистые гидротермы на Камчатке. В последних отмечено наиболее высокое содержание ртути в газах (до $1{,}8\cdot10^{-5}$ *г/м*^{3}), но значительного накопления ртути ни в измененных породах, ни в осадках источников не отмечено. В связи с этим необходимо отметить, что отложение ртути из гидротерм весьма существенно зависит от наличия сероводорода. В Налычевских гидротермах из-за его отсутствия даже мышьяк, содержание которого составляет 8 *мг/л*, отлагается в виде окисных соединений. К числу современных ртутоносных гидротерм относятся также азотные щелочные термы областей новейших тектонических движений (Апапельские источники на Камчатке).

Минерализация современных гидротерм, осадки которых обогащены ртутью, изменяется от нескольких сотен миллиграммов до первых десятков граммов; судя по конденсату пара Мутновского вулкана с высоким содержанием ртути, минерализация может составлять 30 *г/л*. pH растворов, из которых отлагаются ртутьсодержащие осадки, изменяется от кислого до слабощелочного.

Остановимся кратко на формах переноса ртути в современных гидротермальных растворах. Переносу ртути только в виде щелочного сульфидного комплекса противоречит ряд фактов, полученных при изучении современных гидротерм: неблагоприятный для существования этого комплекса низкий pH сероводородно-углекислых ртутоносных терм; наличие в одном из ртуть-

[1] При описании современных гидротерм мы придерживаемся классификации В. В. Иванова, А. М. Овчинникова и Л. А. Яроцкого (1960).

отлагающих источников (вулкан Менделеева) значительных количеств сероводорода, который разрушает щелочной сульфидный комплекс; присутствие мышьяка в виде мышьяковистой кислоты в углекислых Джульфинских гидротермах, из которых образуются реальгар и аурипигмент — минералы, для которых, как и для ртути, предполагалась миграция в виде щелочного сульфидного комплекса.

Заслуживают внимания другие возможные формы переноса ртути — сульфатная, хлоридная, гидрокарбонатная (соответствующие анионы характерны для современных ртутьсодержащих гидротерм), газовая и др. Газовая форма переноса изучена нами более подробно. Содержания ртути в вулканических газах и газах термальных вод превышают ее содержания в атмосфере иногда в десятки раз (Айдиньян, Озерова, 1966); но определяемые нами цифры, очевидно, ниже действительных, так как часть ртути осаждается из газов вместе с эксгаляционной серой, в которой содержания ртути повышены ($n \cdot 10^{-5}$—$n \cdot 10^{-4}$%); скопления такой серы бывают значительными. Кроме того, истинное содержание ртути в газах затушевано из-за смешения с атмосферным воздухом (Воронова, Сидоров, 1966). Поскольку в вулканических эманациях и паро-газовых смесях гидротермальных растворов основная роль принадлежит пару, то содержание в нем ртути и является определяющим в ее переносе. Но в некоторых случаях роль газовой фации, по-видимому, более значительна. Этой форме переноса ртути большое значение придают К. Краускопф (1966), В. П. Федорчук (1964) и др.

Вопрос об источнике ртути в гидротермах дискуссионен. Для сероводородно-углекислых гидротерм, формирующихся в связи с вулканическими аппаратами, он решается наиболее просто: ртуть привносится с вулканическими эксгаляциями, на что указывает ее повышенное содержание в вулканических газах, конденсатах и возгонах, а также в опалитовых породах различных типов, образующихся в районе действующих вулканов. Более сложен вопрос о ртутном оруденении, формирующемся вне вулканических аппаратов. Источником ртути в этом случае могут быть осадочные образования, из которых она высвобождается при процессах диагенеза — эпигенеза морских осадков некоторых типов — например, таких как черноморские. В отдельных случаях, по-видимому, возможно переотложение ртути. Для Апапельских источников можно предположить выщелачивание ртути из обогащенных ею вторичных кварцитов, в которых она образует протяженные первичные ореолы рассеяния вокруг ранее сформированных рудопроявлений ртути и других халькофильных элементов.

Для практики важным результатом изучения геохимии ртути является установление ее первичных ореолов рассеяния вокруг рудных и других сульфидных месторождений. Теоретиче-

ское обоснование их существования было дано А. А. Сауковым (1946). Им же выявлены первичные ореолы рассеяния ртути на ртутных месторождениях. На сульфидных месторождениях других типов (сурьмяных, свинцово-цинковых и колчеданных) такие ореолы были установлены нами и В. З. Фурсовым. Впоследствии ртутометрический метод для поисков сульфидных месторождений различных типов нашел широкое применение как в СССР, так и за рубежом (США, Канаде, Японии, Югославии и т. д.), и на нем мы останавливаться не будем. Отметим только, что наши данные по поведению ртути в газах современных гидротерм подтвердили предположение А. А. Саукова о том, что в формировании первичных ртутных ореолов рассеяния большое участие принимает газовая фаза.

Остановимся кратко на вторичных ореолах рассеяния ртути, к которым относятся гидрохимические ореолы и литохимические ореолы в почвах. Первая работа, посвященная гидрохимическим ореолам рассеяния ртути, была опубликована А. А. Сауковым, Н. Х. Айдиньян и В. И. Виноградовым (1962), изучавшими ртутные месторождения Донбасса, Средней Азии и Закарпатья. Эти авторы показали, что содержание ртути в водах ртутных месторождений большей частью составляет $(1—3)\cdot10^{-6}$ *г/л*, хотя встречаются и более низкие ее содержания ($n\cdot10^{-7}$ *г/л*); крайне редко отмечаются содержания до $1\cdot10^{-5}$ *г/л*. При указанных низких содержаниях ртути в природных водах невелики и их относительные превышения над фоновыми. Исследования Ю. П. Суетина, Б. З. Зауташвили, Ю. С. Парилова, Г. А. Голевой и Б. И. Баева по различным ртутным провинциям (Средняя Азия, Кузнецкий Алатау, Кавказ и Закарпатье) подтвердили эти данные. Поэтому было предложено использовать этот метод лишь как вспомогательный.

Ограниченная миграция ртути в природных водах объясняется высокими сорбционными свойствами многих веществ по отношению к ртути. И хотя, как показали экспериментальные исследования, проведенные Н. Х. Айдиньян (1960_2), киноварь и самородная ртуть хорошо переходят в водный раствор даже в отсутствии сильных окислителей ($1{,}6—3{,}5\cdot10^{-4}$ *г/л*); ее миграция незначительна вследствие сорбции почвами, гидратами окислов железа и алюминия, гидратами двуокиси марганца, глинистыми сланцами, алевролитами, мергелями и т. д. Высокая сорбционная способность ряда этих соединений подтверждена экспериментальными работами А. А. Саукова и Н. Х. Айдиньян (Сауков, 1946). Недавние опыты (Айдиньян, Белавская, 1963) показали, что глинистые сланцы извлекают из раствора 75—100% ртути, а доломитизированные алевролиты — 30—31%. Эти данные хорошо согласуются с геологическими наблюдениями (Сауков, Айдиньян, Виноградов, 1962). Сорбционные процессы

нивелируют содержание ртути в водах и осложняют использование ее водных ореолов рассеяния.

Отметим, что среднее содержание ртути в водах рек, морей и океанов, по нашим данным, близко к $1 \cdot 10^{-6}$ *г/л* и изменяется в пределах $1{,}4 \cdot 10^{-7}$—$3{,}6 \cdot 10^{-6}$ *г/л* (Айдиньян, 1962, 1963; Айдиньян и др., 1963). На основании единичных цифр Штока и Кукуеля (Stock, Cucuel, 1934) ориентировочный кларк ртути ранее принимали равным $3 \cdot 10^{-8}$ *г/л*. Цифры, аналогичные нашим, приводит также Хосохара (Chosohara, 1961).

Литохимические ореолы рассеяния ртути в почвах в настоящее время широко применяются при поисках на закрытых территориях, но полученные данные обычно сопоставляются с фоновыми содержаниями, установленными Штоком Кукуелем (Stock, Cucuel, 1934). Однако методика определения ртути по Штоку и Кукуелю сложна и трудоемка, в ходе анализа возможны потери ртути. Для того чтобы правильно интерпретировать данные, получаемые при опробовании почв, Н. Х. Айдиньян с соавторами (1964) провели изучение фонового распределения ртути. Было показано, что содержание ртути в подавляющем большинстве проб повышено по сравнению с кларком и составляет $n \cdot 10^{-5}\%$. Это относится к почвам различных типов: подзолистым, серым лесным, черноземным, солонцеватым (каштановым) и ферралитным; в последних наблюдается повышенное содержание ртути (до $n \cdot 10^{-4}\%$) благодаря наличию таких хороших сорбентов, как гидроокислы марганца и железа. Распределение ртути в вертикальном разрезе почв неравномерно: в гумусовом горизонте отмечаются пониженные содержания, а в иллювиальном — повышенные вследствие наличия сорбентов — окислов железа и алюминия. Знание закономерностей распределения ртути в почвах поможет правильному применению ртутометрического метода и расшифровке ртутных аномалий.

Таковы некоторые новые данные о поведении ртути в различных геологических процессах. Для получения этих данных использованы разработанные в ИГЕМ высокочувствительные химические экспресс-методы определения ртути в породах, минералах и водах (Айдиньян, 1960_1).

ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х. 1. Определение малых количеств ртути в природных объектах.— В сб. «Вопросы геохимии», т. II (Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46).

Айдиньян Н. Х. 2. Некоторые данные о переходе ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и сульфида ртути с дистиллированной и природной водой.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.

Айдиньян Н. Х. Содержание ртути в некоторых природных водах.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 70.

Айдиньян Н. Х., Белавская Г. А. К вопросу о гипергенной миграции ртути.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
Айдиньян Н. Х., Трощкий А. И., Белавская Г. А. Распределение ртути в различных почвах СССР и Вьетнама.— Геохимия, 1964, № 7.
Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. О некоторых генетических особенностях образования ртутьсодержащей минерализации по данным изучения современной вулканической деятельности.— В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.
Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Гинп С. К. К вопросу о распределении ртути в современных осадках.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Головня С. В. О поведении ртути при региональном метаморфизме осадочных пород (на примере некоторых районов КМА и Кривого Рога).— В сб. «Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе». Изд-во «Наука», 1969.
Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Унанова О. Г. Ртуть в современных гидротермах.— В сб. «Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе». Изд-во «Наука», 1969.
Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов. В кн. «Современный вулканизм». Изд-во «Наука», 1966.
Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР.— В сб. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Медгиз, 1960.
Краускопф К. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд.— В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. Изд-во «Мир», 1966.
Ноддак И. и В. Геохимия рения.— В сб. «Основные идеи геохимии», вып. 2. ОНТИ, 1935.
Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х. Ртуть в осадочном процессе.— В сб. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.
Сауков А. А. Геохимия ртути.— Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 78.
Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. К вопросу о миграции ртути в зоне гипергенеза.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 70.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
Chosohara K. Common content of the quicksilver in seewater.— J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec., 1961, **82**, № 8.
Ehmann W. D., Huizenga J. R. Bismuth, thallium and mercury in stone meteorites by activation analyses.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, **17**, № 1—2.
Reed G. W., Kigoshi K. and Turkevich A. Determinations of concentrations of heavy elements in meteorites by activation analysis.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, **20**, № 2.
Santoro F. Relazione fra costituenti minori ed origine di alcune lave italiane.— Atti. Soc. Toscana, Sci. Natur., ser. A., 1964, **71**, Fasc. II.
Stock A., Cucuel F. Die Verbreitung des Quecksiblers.— Naturwiss., 1934, **22**.
Suess H. E., Urey H. C. Abundances of the elements.— Rev. Modern Physics, 1956, **28**, № 1.
Tunell G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, **28**.
White D. E. Metal contents of some geochermal fluids.— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

К. К. НИКИТИН, И. В. ВИТОВСКАЯ, Ю. Ю. БУГЕЛЬСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Учение о коре выветривания возникло и развивалось в Советском Союзе в 30—60-е годы на основе идей В. В. Докучаева, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и Б. Б. Полынова. Одним из основоположников этого учения был И. И. Гинзбург, который сформулировал его основные положения и применил их к объяснению формирования никеленосных кор выветривания.

На основании идей И. И. Гинзбурга была разработана морфогенетическая классификация кор выветривания ультраосновных пород и связанных с ними месторождений никеленосных кор выветривания (Никитин, 1968). Опубликован ряд работ, в которых исследованы и описаны новые месторождения никеленосной коры выветривания (Никитин, 1962; Бородина 1963; Куземкина 1965; Яницкий, 1965).

В настоящее время под корами выветривания понимают комплекс горных пород, образовавшихся в континентальных

Таблица 1

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (К. К.

Подтип коры выветривания	Площадного распространения		Линейного рас	
	Площадная изометричная	Площадная вытянутая (псевдолинейная)	Линейно-трещинная	Линейно-контактовая
Тип профиля выветривания	Обычно нонтронитовый, бывает в сочетании с охристым и окремненным, реже охристый	Нонтронитовый в сочетании с охристым, реже охристый в сочетании с окремненным	Обычно охристый, бывает в сочетании с окремненным, реже окремненный	Обычно охристый, в сочетании с монтмориллонитовым, гидрохлоритовым, или каолинитовым реже нонтронитовым в тех же сочетаниях

(субаэральных) условиях в результате изменения исходных горных пород верхней части литосферы под воздействием различных факторов; кора выветривания образует самостоятельное геологическое тело, а слагающие ее образования — самостоятельную группу горных пород.

Нельзя согласиться с Е. В. Шанцером (1966), который считает, что слагающие кору выветривания рыхлые продукты элювиальной переработки исходных горных пород представляют собой весьма своеобразную группу осадочных образований. Вызывает возражения и мнение В. П. Петрова (1967), по которому древние коры выветривания это реликты почв прошлых геологических периодов и отличие их от современных почв вызвано спецификой эпохи их образования и наложенными процессами.

Авторы вслед за И. И. Гинзбургом (1963) считают, что почва является лишь самым верхним биологическим горизонтом коры выветривания и не может отождествляться с последней. Как показал И. И. Гинзбург, особенности кор выветривания обусловлены минеральным составом исходных пород, структурно-тектоническими, геоморфологическими, климатическими и гидрогеохимическими факторами. Различное сочетание перечисленных факторов приводит к формированию на серпентинитах различных морфогенетических типов кор выветривания (табл. 1).

В настоящей статье приводится характеристика несколько схематизированного, но широко распространенного контронитового профиля выветривания на серпентинитах, обычного в площадном и смешанном типах кор выветривания, который наиболее полно отражает сущность процессов, протекающих в оптимальных условиях выветривания.

НА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Никитин)

пространения	Линейно-площадного или смешанного распространения			
Контактово-карстовая	Трещинно-площадная	Контактово-площадная	Карстово-площадная	Линейно-площадная
Карстовые образования, иногда со слабо выраженным профилем в них и контактирующих с известняками породах (контронитовым или монтмориллонитовым)	Контронитовый или охристый в сочетании с охристым или окремненным	Контронитовый или охристый в сочетании с монтмориллонитовым, каолинитовым или гидрохлоритовым	Карстовые образования, иногда со слабо выраженным профилем в них и хорошо выраженным профилем в контактирующих серпентинитах (обычно контронитовым, реже охристым)	Различное сочетание профилей в зависимости от сочетания подтипов коры выветривания

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ И ЕЕ ЗОНАЛЬНОСТИ

Процессы формирования кор выветривания протекают длительное время, часто в условиях изменяющейся геологической, геоморфологической и климатической обстановки. Основой познания этих процессов до настоящего времени является представление о геохимической зональности, разработанное И. И. Гинзбургом еще в начале 40-х годов и впоследствии значительно углубленное и дополненное. «Теоретически любая остаточная кора выветривания должна иметь зональный профиль, так как кислые и почвенные растворы, просачиваясь вниз, постепенно усредняются или переходят в слабощелочные и щелочные растворы... В результате увеличения pH, а также изменения с глубиной концентрации солей в воде и уменьшения кислотного потенциала интенсивность процессов выветривания с глубиной ослабляется и изменяется характер этих процессов» (Гинзбург, 1963).

Процессы формирования коры выветривания, в основе которых лежат закономерности миграции химических элементов, во многом напоминают метасоматические процессы. Так же как в последних, при развитии профиля выветривания внутренние зоны наступают на внешние, что приводит к прогрессивному уменьшению числа инертных компонентов. При этом самую верхнюю, выходящую на дневную поверхность зону метасоматической колонки выветривания следует считать внутренней, а глубинные зоны — внешними.

Поскольку нет различия в принципиальной направленности процессов формирования кор выветривания в древние геологические эпохи и в современный период, нам кажется вполне допустимым использовать состав современных поровых растворов коры выветривания для моделирования процессов формирования ее отдельных зон. Результаты анализов современных поровых растворов корректировались данными валовых химических анализов проб из пород каждой зоны, определениями их объемного веса и пористости. Пользуясь всеми этими данными, можно ближе подойти к пониманию формирования профиля выветривания на серпентинитах и дать хотя бы приближенную количественную оценку этого процесса.

Оказалось возможным проследить и качественно оценить изменения кислородного потенциала и pH современных вод, связанных с корой выветривания. Установлено, что для Урала содержание кислорода в подземных водах серпентинитовых массивов уменьшаются от 8,3 до 0,32 *мг/л* по мере увеличения глубины отбора пробы (Бугельский, 1965).

Изменение pH подземных вод особенно хорошо прослеживается в районах развития современных кор выветривания тро-

пических областей. Так, на территории Кубы pH вод верхних горизонтов коры выветривания на серпентинитах составляет 6,4—6,6, а вод нижних горизонтов — 8,4 и выше.

Изменение химического состава подземных вод приводит к зональному строению формирующейся коры выветривания. Независимо от состава исходных пород И. И. Гинзбург выделяет следующие четыре основные геохимические зоны коры выветривания: 1) зона гидратации силикатов и начала выщелачивания; 2) зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания, и начала окисления; 3) зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления и 4) зона интенсивного окисления и конечного гидролиза.

В процессе формирования коры выветривания минералы последовательно разлагаются и освобождающиеся при этом компоненты выносятся. В результате в профиле выветривания образуются продукты выветривания двух типов:

1. Продукты преобразования породообразующих минералов с последовательным метасоматическим замещением одних минералов другими. Для выветривания серпентинитов это ряд серпентин→гипергенный серпентин (серпофит)→«керолит» (7 Å серпентиновый минерал с примесью 10 Å талькоподобного)→нонтронит→гидроокислы железа. Этот последовательный ряд гипергенных минералов и минеральных смесей образуется без привноса посторонних компонентов (исключая воду). Формирующиеся зоны коры выветривания серпентинитов образуют колонку, в которой зоны разрастаются сверху вниз до тех пор, пока при данном уровне грунтовых вод минеральные ассоциации каждой из зон не приходят в равновесие с химическим составом водной среды.

2. *Продукты минералообразования при участии компонентов, освобождающихся при формировании минеральных зон in situ и переносимых нисходящими растворами.* По мере просачивания растворов к зеркалу грунтовых вод повышается их pH и отлагаются магнезит, доломит, керолит, минералы кремнезема и гидроокислов железа. Эти минералы формируют определенные горизонты, существование которых отмечал И. З. Корин (Гинзбург и др., 1946). Вблизи уровня грунтовых вод при pH ~ 10 образуется горизонт магнезита или доломита. Выше него может образоваться горизонт «керолита», еще выше (при более низких pH) — горизонт минералов кремнезема, а близ поверхности — горизонт гидроокислов железа. При достаточно длительном выветривании в оптимальных условиях эти горизонты отложения инфильтрационных минералов оказываются совмещенными с зонами выветривания метасоматической колонки, образовавшимися in situ (табл. 2). В таблице дается также сопоставление геохимических зон коры выветривания, выделенных по преобладающему в них процессу, с зонами коры выветривания, отличающимися

Таблица 2

СООТНОШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ЗОН КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РАСПОЛОЖЕННЫХ В НИХ ГОРИЗОНТОВ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ (сверху вниз)

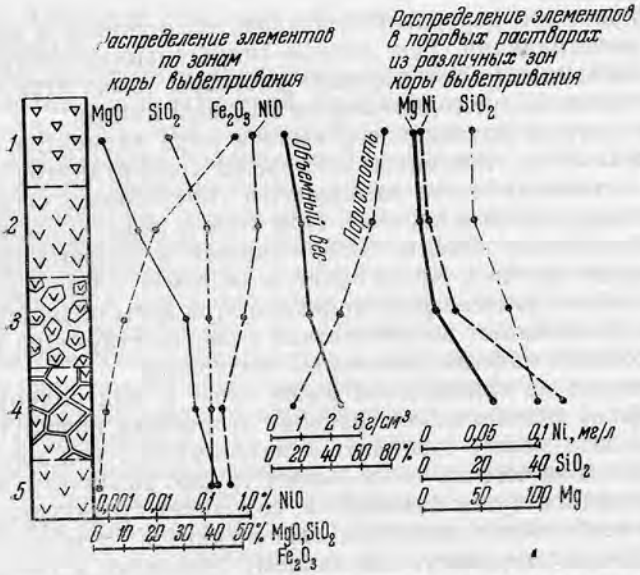
Геохимические зоны коры выветривания (по преобладающему процессу)	Зоны коры выветривания серпентинитов, образовавшиеся in situ (по минеральному составу)	Горизонты инфильтрационных новообразований, связанных с отложением компонентов, высвобождающихся при формировании минеральных зон
Конечный гидролиз	Охры (гидроокислов железа)	—
Конечное выщелачивание и интенсивный гидролиз	Нонтронитизированные серпентины	Минералы кремнезема
Конечная гидратация силикатов, интенсивное выщелачивание и окисление	Керолитизированные серпентиниты («выщелоченные»)	Керолит, часто в ассоциации с карбонатами и минералами кремнезема
Гидратация силикатов и начало выщелачивания	Слабо измененные серпентиниты («дезинтегрированные»)	Доломит и магнезит

по минеральному составу. Предполагается, что процессы свойственные данной геохимической зоне, начали протекать в предыдущей минеральной зоне и в результате ее преобразования привели к формированию новой минеральной зоны.

Зона дезинтегрированных серпентинитов. Вместе с атмосферными водами по трещинам в серпентиниты проникают кислород, углекислота и органические кислоты из почвенного слоя. Под их воздействием протекают гидратация и выщелачивание силикатов; образуется зона слабо измененных дезинтегрированных серпентинитов.

Поскольку миграция компонентов с образованием гипергенных минералов в начальной стадии выветривания происходит только вдоль тонких трещин, изменение общего химического состава пород в этой зоне невелико. Так, содержание магния, наиболее интенсивно мигрирующего элемента серпентинитов, в свежих и дезинтегрированных серпентинитах одного из типичных профилей (фиг. 1) соответственно составляет 40,8 и 35,0%, содержание SiO_2—41,6 и 40,4% NiO — 0,37 и 0,27%.

Зона керолитизированных серпентинитов. При продолжающемся воздействии слабокислых вод возникает зона керолитизированных серпентинитов. При ее формировании протекают те же процессы, что и в начальной стадии выветривания, но воды с породой взаимодействуют не только около трещин, а во всей массе породы. Судя по составу современных вод, отобранных из верхней части зоны дезинтегрированных серпентинитов, формирование зоны «керолитизированных» серпентинитов сопровождается интенсивным выщелачиванием основных породообразующих компонентов (фиг. 1). Об этом же свидетельствует резкое (до 48—56%) увеличение пористости и уменьшение объемного веса (1,4—1,2) керолитизированных серпентинитов по сравнению с дезинтегрированными серпентинитами (пористость—



Схематический минералого-гидрогеохимический профиль коры выветривания на серпентинитах

1 — зона охр; *2* — зона нонтронитизированных серпентинитов; *3* — зона «керолитизированных» серпентинитов, *4* — зона слабо измененных дезинтегрированных серпентинитов; *5* — неизмененные серпентиниты

13,6) объемный вес — 2,36. Поскольку в породах этой зоны не происходит усадки, можно определить изменение содержания компонентов с учетом изменения объемного веса пород при выветривании по методу абсолютных масс (метод постоянства объема) [1]. Вычисленные таким образом величины выноса магния составляют около 0,50 *г/см*³ MgO (от 0,84 *г/см*³ в зоне дезинтеграции до 0,35—0,39 *г/см*³ в зоне керолитизированных серпентинитов). Содержание кремнезема изменяется значительно меньше от 0,89 *г/см*³ SiO_2 в зоне дезинтеграции до 0,54 *г/см*³ SiO_2 в зоне керолитизированных серпентинитов (в среднем 0,35 *г/см*³ SiO_2).

В отличие от содержаний кремнезема и магния содержание никеля в зоне керолитизированных серпентинитов возрастает. Это ясно видно как при сравнении его содержания в породах (от 0,26% NiO в дезинтегрированных серпентинитах до 0,84% — в керолитизированных), так и по изменению содержания никеля, определенного с учетом изменений объемного веса пород (от 0,007 *г/см*³ до 0,04 *г/см*³ NiO). Накопление никеля в керолитизированных серпентинитах объясняется его меньшей подвижностью по сравнению с основными породообразующими элементами

[1] Количество элемента (в *г/см*³) определяется по формуле $N = 10^{-2}Ad$, где A — содержание элемента в процентах, d — объемный вес породы в *г/см*³.

и некоторым его перераспределением, возможным в начальные стадии выветривания. Так, данные гидрогеохимического опробования показывают, что поровые растворы дезинтегрированных серпентинитов могут содержать до 0,12 *мг/л* никеля.

В результате интенсивного выноса ряда элементов и гидратации силикатов гипогенные минералы серпентинитов разлагаются и метасоматически замещаются гипергенным серпофитом, позже переходящим в керолит. При этом в решетку гипергенных минералов входит никель, содержащийся в поровых растворах (в серпофите до 3,5% NiO и более, в керолите — 0,7—1,5%). Выносимые же в процессе формирования этой зоны подвижные компоненты продолжают высаживаться в соответствующих горизонтах отложения инфильтрационных минералов.

Как видно из приведенной выше табл. 2, при полном развитии профиля выветривания горизонт отложения инфильтрационного керолита может совпадать с метасоматической зоной керолитизации из-за чего их часто бывает трудно различить. Керолит, образовавшийся путем замещения, сохраняет структурные и текстурные особенности исходных серпентинитов. Эти особенности не свойственны керолиту, слагающему прожилки и гнезда в зонах, где проявилась инфильтрация.

Зона нонтронитизированных серпентинитов. Минеральные ассоциации зоны керолитизированных серпентинитов близ дневной поверхности неравновесны с фильтрующимися водами. Высокая пористость и трещиноватость пород этой зоны благоприятствуют их дальнейшему выветриванию с образованием нонтронитизированных серпентинитов. Главную роль в формировании этой зоны приобретают процессы гидролиза, которые приводят к частичному разрушению силикатных минералов и выносу магния и в меньшей степени кремнезема. Железо и алюминий при этом относительно накапливаются, гипергенный серпофит и керолит замещаются нонтронитом.

Зона нонтронитизированных серпентинитов формируется с относительно меньшим выносом компонентов, чем зона керолитизированных серпентинитов. Об этом свидетельствует как состав современных поровых растворов из выщелоченных серпентинитов (14 *мг/л* Mg, фиг. 1), так и меньшее возрастание пористости нонтронитизированных серпентинитов (всего на 22—27% больше, чем в зоне керолитизированных серпентинитов). Эти данные подтверждаются и изменениями в содержаниях компонентов при переходе от керолитизированных к нонтронитизированным серпентинитам (фиг. 1).

Расчеты методом абсолютных масс показывают, что вынос магния при формировании нонтронитизированных серпентинитов составляет всего 0,25—0,30 *г/см*^{3} MgO, т. е. почти вдвое меньше, чем при образовании керолитизированных серпентинитов (0,50 *г/см*^{3} MgO). Вынос кремнезема не превышает 0,15 *г/см*^{3} SiO_2

(против 0,35 *г/см*³ SiO_2 при образовании керолитизированных серпентинитов).

В зоне нонтронитизированных серпентинитов накапливаются не только железо и алюминий, но и никель. Содержание NiO достигает 2,5—3,5%, что с учетом постоянства объема отвечает величине абсолютного накопления 0,1—0,2 *г/см*³ NiO. Эти данные увязываются с данными гидрохимического опробования, которыми установлено, что содержания никеля в поровых растворах зоны керолитизированных серпентинитов (0,03 *мг/л* Ni) значительно меньше, чем в поровых растворах зоны дезинтегрированных серпентинитов и тем более зоны нонтронитизированных серпентинитов (0,12 *мг/л* Ni, фиг. 1). Таким образом, при переходе керолитизированных серпентинитов в нонтронитизированные должно было происходить не только относительное возрастание содержания никеля за счет его первичного содержания в серпентинитах, но и абсолютное — за счет бокового привноса грунтовыми водами из керолитизированных и дезинтегрированных серпентинитов. Это предположение подтверждается тем, что в древнем рельефе, как правило, зона нонтронитизированных серпентинитов хорошо развита в понижениях и углублениях зоны керолитизированных серпентинитов.

Зона охр. Продолжающееся воздействие атмосферных и почвенных вод завершает гидролиз силикатов и способствует выносу ряда элементов. Эти процессы приводят к образованию зоны охр, в которой относительно накапливается железо в виде его гидроокислов; в незначительном количестве содержатся силикатные минералы других зон; относительно высоко содержание остаточных рудных минералов — магнетита и хромита; магнетит частью может быть новообразованным. Остаточные окисные минералы железа и хрома являются главными носителями титана, хрома и ванадия во всех зонах профиля выветривания.

Охры по серпентинитам характеризуются высокой пористостью (до 80%) и очень небольшим объемным весом (до 0,60, фиг. 1). Но изменение этих величин в процессе формирования зоны охр по нонтронитизированным серпентинитам меньше, чем при формировании расположенных ниже зон, что свидетельствует о меньшем выносе вещества. Это подтверждается и данными гидрохимического опробования. В современных поровых растворах зоны нонтронитизированных серпентинитов содержание магния, например, снижается по сравнению с зоной выщелоченных серпентинитов с 14 до 6 *мг/л*; также значительно ниже в поровых растворах зоны нонтронитизированных серпентинитов содержания кремнезема (фиг. 1). В абсолютных значениях вынос магния из зоны нонтронитизированных серпентинитов при формировании зоны охр составлял 0,1 *г/см*³ MgO, а вынос кремнезема — 0,20—0,25 *г/см*³. В то же время происходило резкое относительное накопление железа и алюминия. По данным химического

анализа, содержание трехвалентного железа и алюминия в зоне охр по сравнению с их содержанием в зоне нонтронитизированных серпентинитов увеличивалось в три-четыре раза; расчеты методом абсолютных масс дают примерно те же величины.

Судя по низкому содержанию никеля в современных поровых растворах зоны нонтронитизированных серпентинитов (0,01 *мг/л*), при формировании зоны охр миграция этого элемента была незначительной. Между тем данные химического анализа и расчеты методом абсолютных масс показывают заметное уменьшение содержания никеля в зоне охр (по сравнению с его содержанием в зоне нонтронитизированных серпентинитов), которое может составлять около 1,0 NiO или 0,01—0,02 *г/см*^{3} NiO в абсолютных значениях; особенно значительно обеднение никелем в верхней части зоны охр. Кроме того, распределение никеля в зоне охр по вертикали может колебаться в значительных пределах. Вероятно, как эти колебания, так и общее обеднение зоны охр никелем — результат последующих выноса и перераспределения никеля, возможных при наличии почвенного горизонта, который поставлял в воды органические кислоты; в отсутствие почвенного горизонта, как показывают исследования современных поровых растворов, никель в зоне охр не мигрирует и его содержание в водах, как правило, не превышает 0,01 *мг/л*.

Точно так же очень невелико в поровых растворах зоны охр содержание магния и кремнезема: в среднем 3 *мг/л* магния и 20 *мг/л* кремнезема (фиг. 1). Такая незначительная миграция компонентов в зоне охр — следствие того, что минералы этой зоны находятся в состоянии относительно устойчивого равновесия с водными растворами и все подвижные компоненты из нее почти нацело вынесены.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выше показано, что формирование зон коры выветривания серпентинитов происходит при постепенном выносе подвижных и накоплении инертных компонентов и продолжается до тех пор, пока минеральные ассоциации каждой зоны не придут в относительное равновесие с физико-химическими условиями водной среды в этой зоне. Выщелоченные компоненты переносятся просачивающимися водами и участвуют в процессах минералообразования в расположенных ниже зонах. Первоначальная концентрация никеля связана с формированием зон керолитизированных и нонтронитизированных серпентинитов.

Охарактеризованная зональность профиля выветривания серпентинитов идеализированна, поскольку редко может быть достигнуто полное сочетание всех условий, необходимых для формирования полного профиля с относительно одинаковой мощностью всех зон.

Гораздо чаще мощность отдельных зон профиля выветривания резко различна и некоторые из них могут отсутствовать. Главные причины этого — различия в условиях водообмена и температурном режиме, которые в свою очередь определяются тектоническими, геоморфологическими и климатическими факторами и минеральным составом выветривающихся пород.

Оптимальным для формирования полного профиля коры выветривания площадного типа является среднеинтенсивный водообмен в породах с равномерно развитой трещиноватостью (Кимперсай на Южном Урале). Наличие хорошо промываемых ослабленных тектонических зон, нарушений в контактах или участков повышенной трещиноватости увеличивает интенсивность водообмена и приводит к формированию линейно-контактового и линейно-трещинного подтипов кор выветривания с неполно развитым профилем выветривания, в котором главную роль играет зона охр (см. табл. 1). Примером могут служить коры выветривания Липовского, Черемшанского, Хабарнинского и других серпентинитовых массивов Среднего и Южного Урала. Зона нонтронитов в таких профилях выражена слабо. В Малкинском серпентинитовом массиве на повышенных участках древнего рельефа в условиях интенсивного водообмена образовалась кора выветривания, в которой главную роль играют охры, а в понижениях рельефа, где интенсивность водообмена слабее, наблюдается полный профиль выветривания с хорошо выраженной зоной нонтронитов (Гинзбург, Яницкий, 1953).

В условиях затрудненного водообмена кора выветривания не образуется, так как быстро устанавливается равновесие между породой и водной средой и практически прекращаются процессы выщелачивания, выноса оснований и гидролиза силикатов. Благоприятными для формирования коры выветривания являются условия расчлененного пенеплена со средней интенсивностью водообмена, когда интенсивно протекают процессы химического выветривания, но отсутствует заметный смыв его продуктов.

При изменении геоморфологических и гидрогеохимических условий профиль коры выветривания может претерпевать значительные преобразования. Они могут приводить к формированию новых минералов, возникновению обратной зональности, появлению минеральных ассоциаций восстановительных условий при заболачивании или к размыву коры выветривания. Эти процессы рассмотрены в работах И. И. Гинзбурга (1963).

Особый интерес представляют наложенные процессы для перераспределения элементов, прежде всего никеля, в коре выветривания при ее преобразовании. Результатом этих процессов может быть возникновение горизонтов разубоживания или обогащения в одной и той же зоне. Такие горизонты могут образовываться вследствие сорбции никеля (охрами, нонтронитами, керолитами, серпофитами и хлоритами) или выпадения из растворов

никельсодержащих минералов — никелевых керолитов и гарниерита. Формирование названных минеральных образований не связано непосредственно с геохимическими особенностями зон профиля коры выветривания, поскольку их выпадение происходит при изменившихся гидрогеохимических условиях; поэтому они могут быть обнаружены в любой из зон профиля коры выветривания. Как правило, количество никельсодержащих минералов, отложенных из растворов в нормальном профиле площадной коры выветривания, ограниченно (тонкие прожилки и примазки по трещинам пород); в линейных корах выветривания оно возрастает и могут создаваться зоны обогащения никелем.

Наибольшее скопление никелевых минералов, отложенных из растворов (инфильтрация никеля), характерно для кор выветривания контактово-карстового и карстового типов. Постоянное изменение физико-химических условий среды в коре выветривания серпентинитов приводит к преобразованиям минералов, отражением которых является широкое развитие тонких смесей. Примером их может служить микроскопически однородный керолит из зоны керолитизации (Витовская, Берхин, 1965).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕРПЕНТИНИТАХ

Важной задачей исследования никеленосных кор выветривания, имеющей непосредственное практическое значение, является изучение их минерального состава. Помимо керолита и нонтронита, образующихся in situ в профиле выветривания, значительная часть никеля входит в состав глинистых минералов, отложенных из растворов. Наиболее распространенными среди них являются магний-никелевые керолиты, гарниерит, непуит и ревдинит, составляющие группу магний-никелевых гидросиликатов. К важным никеленосным минералам относятся также так называемые никелевые хлориты.

Исследования с помощью комплекса современных методов изучения вещества (рентгеновского, электронографического, электронномикроскопического с применением микродифракции, инфракрасной спектроскопии) позволили установить, что так называемые гидросиликаты никеля из коры выветривания в основном представляют смеси двухслойного минерала с серпентинитовой структурой и трехслойного талькоподобного с первым базальным отражением 10 Å. Когда исходными являются минералы с более сложной структурой, например хлориты, при выветривании вначале образуются смешаннослойные минералы типа вермикулит-хлорита, которые затем постепенно переходят в талькоподобный минерал (10 Å). Смена двухслойной структуры на трехслойную происходит и при выветривании серпентина с образованием нонтронита.

Наличие смесей — результат меняющихся условий минералообразования в коре выветривания. Макроскопически и под микроскопом эти смеси нередко представляются совершенно однородными; в этом причина того, что они долгое время принимались за индивидуализированные минералы.

Если преобразование глинистых минералов, образующихся при выветривании некоторых минералов алюмосиликатных пород, идет с увеличением отношения глинозема к кремнезему и глинистые минералы со структурой трехслойного типа сменяются двухслойными минералами (слюда — гидрослюда — монтмориллонит — каолинит), то за счет серпентинитов, напротив, вначале формируются минералы с двухслойным типом решетки (серпентиновый компонент керолита, серпофит), которые сменяются минералами с трехслойной решеткой (10 Å минерал, нонтронит). Это происходит потому, что вынос магния опережает вынос кремнезема и преобразование глинистых минералов идет при возрастании отношения кремнезема к магнию и относительно незначительном увеличении концентрации глинозема и железа. Так называемый магниевый керолит («α-керолит») из прожилков представляет собой существенно серпентиновый минерал с $d(001)$ около 7 Å. В результате выноса из него магния и кремнезема образуется тонкодисперсная смесь двухслойного серпентинового минерала [$d(001)$ 7 Å] с трехслойным талькоподобным минералом [$d(001) \sim 10$ Å]. При содержании NiO 12—25% этот талькоподобный минерал в составе смеси резко преобладает (Витовская, Берхин, 1968).

Гарниерит, содержащий от 30 до 50% NiO, как показали специальные рентгеновские исследования, представляет собой существенно серпентинитовый минерал [$d(001) \sim 7$ Å] с примесью различных количеств слоистого силиката с $d(001) \sim 10$ Å; количество второго из этих двух минералов тем больше, чем больше магния в составе гарниерита. Непуит, по данным рентгеновских исследований, представляет аналог гарниерита. Ревдиниты, помимо минералов с d (001) 7 Å и 10 Å, содержат монтмориллонит.

Под названием никелевого хлорита объединяется группа гипергенных минералов, образующихся при выветривании существенно магниевого хлорита. В ранние стадии его изменения возникают смешаннослойные образования, состоящие из хлорита и вермикулита, содержащие от 20 до 15% NiO. Позже образуется талькоподобный минерал с пакетами двухслойного типа [d(001) ~ 7 Å], в котором содержится в среднем 10—20% NiO.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для строения никеленосных кор выветривания на серпентинитах характерна геохимическая зональность, изучение которой необходимо проводить с использованием данных минералого-гео-

химических исследований, расчета баланса вещества (с учетом объемных весов и пористости) и результатов гидрогеохимического опробования.

Формирование зон коры выветривания можно параллелизовать с процессами инфильтрационного метасоматоза, которые приводят к уменьшению числа инертных компонентов при разрастании внутренних зон и наступлении их на внешние. Выносимые при этом избыточные подвижные компоненты осаждаются на геохимических барьерах («инфильтрационное минералообразование»). Формирование зон коры выветривания, накопление и перераспределение в ней никеля — процесс не одноактный, а продолжающийся на протяжении длительного периода времени.

Замещения одних минералов другими и их многократные преобразования в меняющихся физико-химических условиях приводят к образованию и широкому распространению в коре выветривания весьма тонкодисперсных смесей или смешаннослойных образований. Их диагностика возможна только с привлечением новейших методов исследования минерального вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Бородина К. Г. Строение и вещественный состав коры выветривания никелевого месторождения Северного.— В сб. «Кора выветривания», вып. 5, 1963.

Бугельский Ю. Ю. Формирование химического состава природных вод в пределах серпентинитовых массивов.— В сб. «Кора выветривания», вып. 9, 1965.

Витовская И. В., Берхин С. И. Серпентин, керолит и нонтронит в коре выветривания Липовского ультраосновного массива.— В сб. «Кора выветривания», вып. 9, 1965.

Витовская И. В., Берхин С. И. К вопросу о природе керолитов.— В сб. «Кора выветривания», вып. 10, 1968.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.

Гинзбург И. И., Савельев И. И., Корин И. З., Кац А. Л. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 80.

Гинзбург И. И., Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве на Северном Кавказе.— В сб. «Кора выветривания», вып. 1, 1953.

Куземкина Е. Н. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива.— В сб. «Кора выветривания», вып. 9, 1965.

Никитин К. К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 69.

Никитин К. К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.— В сб. «Кора выветривания», вып. 10, 1968.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд-во «Недра», 1967.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды ГИН, 1966, вып. 161.

Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Уктусском массиве ультраосновных пород (Средний Урал).— В сб. «Кора выветривания», вып. 9, 1965.

О СВЯЗИ БОКСИТОВ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Д. Г. САПОЖНИКОВ, А. П. НИКИТИНА, А. Д. СЛУКИН

ВВЕДЕНИЕ

Представление о том, что бокситы произошли за счет минерального вещества, поступившего из коры выветривания, является наиболее существенным элементом современных концепций бокситообразования. Такого рода связь не подлежит сомнению для бокситов тропического пояса, где они залегают прямо с поверхности, образуя верхнюю зону коры выветривания.

Вопрос об источнике минерального вещества ископаемых бокситов, чаще всего относящихся к карстовому типу, зачастую спорен и активно обсуждается как за рубежом, так и в нашей стране. Напомним известную теорию «терра росса», согласно которой глинозем и другие компоненты бокситов представляют собой нерастворимую составную часть известняков и других карбонатных пород, подвергшихся выщелачиванию; гипотезу Э. Рокка, полагающего, что материал для формирования меловых бокситов юга Франции был принесен ветром с Центрального плато; гипотезу В. А. Цанса, по мнению которого материалом для образования бокситов о-ва Ямайки послужили продукты разрушения эффузивных пород, принесенные поверхностными водами в карстовые воронки и претерпевшие здесь латеритное выветривание с образованием высококачественных бокситов.

В нашей стране развитие представлений о связи бокситов с корой выветривания следовало за открытием и освоением месторождений этого ценного ископаемого.

В России боксит был впервые (в 1872 г.) обнаружен Барбот де Марни в районе деревень Малевки и Муравьевны на территории Рязанской губернии, где скопления его образуют небольшие гнезда в глинах девонского возраста.

Первое промышленное бокситовое месторождение — Тихвинское — было открыто в 1916 г. Детальное изучение показало, что образование этого месторождения невозможно объяснить, основываясь на положениях сернокислотной гипотезы, господствовавшей у нас в начале двадцатых годов. В связи с этим С. Ф. Малявкин предложил в 1925 г. и подробно развил в 1937 г. первый у нас в стране вариант гипотезы переотложения бокситового материала (Малявкин, 1925, 1937). Согласно его представлениям, бокситы Тихвина образовались за счет размыва и переотложе-

ния реками ранее сформированных остаточных образований латеритного типа, развившихся на кристаллических породах Балтийского щита. В дальнейшем С. Г. Вишняков (в 1940 г. и особенно в 1963 г.) показал, что кора выветривания была развита на терригенных породах девона в непосредственной близости от месторождения (перенос на близкое расстояние).

Представления о выносе глинозема и других компонентов бокситов из коры выветривания и о переносе их во взвешенном состоянии — основное положение современной генетической концепции об условиях образования осадочных бокситовых месторождений.

В 1937 г. А. Д. Архангельский разработал гипотезу химического образования бокситов, согласно которой при выветривании силикатов в условиях влажного и жаркого климата глинозем переходит в растворимое состояние, переносится поверхностными водами в озерные и морские бассейны и осаждается в них, образуя бокситы (Архангельский, 1937).

В конце пятидесятых годов Г. И. Бушинский (1958) предложил вариант гипотезы образования бокситов, согласно которому в коре выветривания формируются лишь минералы глин, которые вместе с частицами материнской породы переотлагаются и подвергаются разложению с выносом кремнекислоты и накоплением полуторных окислов (образование бокситов).

Впервые в СССР латеритные бокситы были открыты в 1949 г. в пределах Украинского щита; в 1956 г. они обнаружены на Воронежском кристаллическом массиве; бокситы слагают верхнюю зону коры выветривания.

На основе приведенного краткого обзора существующих представлений о генезисе бокситов и изучения многочисленных бокситовых месторождений можно заключить, что по типу связи с древними корами выветривания можно выделить три основных типа бокситов:

1) залегающие непосредственно в коре выветривания и слагающие ее верхний горизонт;

2) представляющие осадочные образования, которые залегают на коре выветривания или в непосредственной близости от областей ее развития и несут признаки несомненного родства с ней;

3) являющиеся осадочными образованиями, но не имеющие ясных генетических связей с корой выветривания (связь их с корой выветривания может быть доказана на основании косвенных данных — таких, например, как общая палеогеографическая обстановка эпохи рудообразования, наличие близких комплексов элементов в составе бокситов и коры выветривания, если она сохранилась).

Ниже будут рассмотрены примеры месторождений бокситов трех указанных типов.

БОКСИТЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Примерами латеритных бокситов, обнаруженных на территории СССР, могут служить высокопольские бокситы юга Украины и бокситы КМА.

На Высокопольском месторождении элювиальные бокситы образовались из амфиболитов и актинолит-хлоритовых сланцев (Басс, 1958, 1960). В коре выветривания выделяются зоны: 1) разрушенных амфиболитов; 2) монтмориллонит-бейделлитовая; 3) гидрогетит-каолинитовая и 4) гидрогетит-гиббситовая. Мощность коры выветривания — до 30 *м*, реже до 70—100 *м*. Основной минерал свободного глинозема — гиббсит. На отдельных залежах встречается бемит. Элювиальные бокситы сохраняют текстуру материнских пород и свойственные им падение и простирание. Для части таких бокситов характерны бобовые структуры, возможно, возникшие при процессах эпигенеза. Возраст высокопольских бокситов определяется как палеогеновый. Помимо элювиальных, на Высокопольском месторождении имеются нормально-осадочные бокситы.

Бокситы КМА слагают верхнюю зону латеритной коры выветривания сланцев курской серии докембрийского кристаллического основания Воронежского массива (Никитина, 1957, 1963). В состав курской серии входят железистые кварциты и переслаивающиеся с ними сланцы; падение их крутое. Среди сланцев, по которым образуются бокситы, выделяются филлиты, углисто-кварц-серицитовые, филлитовидные кварц-серицитовые с порфиробластами магнетита и кварц-серицит-хлоритовые разновидности. По серицит-магнетит-железнослюдковым, серицит-магнетитовым и хлорит-магнетитовым сланцам при выветривании образовались алюминий-железные руды. Кора выветривания с резким угловым несогласием перекрыта нижнекаменноугольными отложениями, представленными углистыми глинами и известняками нижнего карбона. Выше залегают юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. Общая мощность осадочного чехла колеблется от 300 до 800 *м*.

Помимо преобладающих элювиальных бокситов, имеются бокситы осадочные, сформировавшиеся из переотложенных продуктов латеритной коры выветривания. Среди осадочных бокситов выделяются пролювиально-делювиальные и озерно-болотные. Элювиальные бокситы развиты в виде прерывистого покрова на сланцах, подстилающих и покрывающих железорудные горизонты, а также на межрудных сланцах, перемежающихся с железистыми кварцитами. Характерны карманы глубиной 30—40 *м*.

В рельефе фундамента элювиальные бокситы занимают возвышенные участки. Характерна ассоциация бокситов с мощными залежами богатых железных руд, по сравнению с которыми они образуют менее выдержанные по простиранию тела, что

обусловлено меньшей устойчивостью их к размыву, неоднородностью петрографического состава сланцевых полос, рельефом, спецификой их выветривания. На основании данных буровых скважин можно говорить о переходе бокситов по падению сланцевого пласта в охристо-каолинитовые и в гидрослюдистые породы коры выветривания, которые ниже сменяются неизмененными сланцами.

Наиболее интенсивно образование элювиальных бокситов КМА происходило у контакта сланцев с железорудными толщами, особенно в местах развития мощных залежей богатых руд. Мощность латеритной коры выветривания на сланцах варьирует от 30 до 200 *м*. Зональность латеритного профиля не всегда выдерживается. Переход между зонами как постепенный, так и резкий в пределах нескольких сантиметров. Нередко минералы свободного глинозема наблюдаются в трещинах среди слабовыветрелых пород. Можно выделить два типа латеритного профиля: нормальный, сформировавшийся в окислительной обстановке, и наложенный, образовавшийся в результате переработки пород нормального профиля вследствие изменения окислительных условий на восстановительные (лагунно-болотные). Наиболее обычен профиль наложенного типа.

Для нормального латеритного профиля характерны охристые продукты выветривания гидрослюдисто-гидрохлорит-каолинового состава; хорошо развита гематит-каолинит-бемитовая (гиббситовая) зона в верхах профиля. Количество алюминия и титана в верхних частях профиля по сравнению с их количеством в нижних частях резко возрастает, а количество кремния, калия и натрия уменьшается.

Выветривание углистых сланцев начиналось с окисления органического углерода и перехода магнетита в мартит с одновременным частичным выносом калия из серицита. Затем происходило образование гидрослюд и каолинита по серициту с растворением кварца и позже образование алюмогеля — по гидрослюде, гидрохлориту и каолиниту. Процессы каолинизации и последующей бемитизации (латеритизации) сопровождались образованием в породе псевдобобовин, состоящих из свежего или слабо разложенного сланца, окруженного гидроокислами и окислами железа, каолинитом и бемитом (или гиббситом). При усилении латеритного процесса псевдобобовины замещались скрытокристаллическим бемитом, который впоследствии переходил в кристаллический.

«Наложенный» латеритный профиль широко распространен в участках заболачивания коры выветривания. В ее верхней части образовывались шамозитовые породы с сидеритом, вторичным каолинитом, пиритом, иногда с минералами свободного глинозема. Мощность зоны проявления наложенных процессов обычно от нескольких метров до 40 *м*, вдоль трещин иногда до

300 *м*. При формировании шамозитовых пород свободный глинозем частично перераспределялся.

Последующая смена восстановительных условий на окислительные привела к разложению шамозитовых пород, в результате чего образовалась новая латеритная (бокситовая) кора выветривания, состоящая из бемита, гиббсита и окислов железа. Основной особенностью наложенного профиля является относительно высокое содержание закисного железа и низкое — окисного при некотором общем увеличении количества железа. Обогащение глиноземом некоторых разновидностей бокситов можно связать с выносом железа в виде органических комплексных соединений и кремнезема при повторной латеритизации, а также с частичным выносом железа в восстановительных условиях. Часто в самой верхней части разреза над зоной бокситов наблюдается зона резко пониженного содержания глинозема. Ее появление обусловлено, по-видимому, ресиликацией бокситов (образование каолинита и шамозита).



Фиг. 1. Остаточный боксит с реликтовой текстурой сланца; состоит из псевдобобовин

В бокситах нормального профиля преобладают бемит или гиббсит, каолинит, окислы и гидроокислы железа; в бокситах «наложенного» профиля широко развиты шамозит, бемит, гиббсит, сидерит; подчиненное значение имеют каолинит и диаспор. В бокситах обоих типов встречаются гидрослюда (по серициту), мартит, железная слюдка, значительно реже турмалин, циркон, апатит, рутил.

Основным минералом свободного глинозема в элювиальных бокситах является бемит; гиббсит менее распространен; диаспор встречен в небольшом количестве; корунд не обнаружен. Наиболее распространены шамозит-бемитовые и каолинит-бемитовые бокситы. Второе место по распространенности занимают гиббситовые, шамозит-бемит-гиббситовые и каолинит-гиббситовые бокситы; редко встречаются шамозит-диаспор-бемитовые бокситы.

Наиболее распространенной текстурой бокситов является псевдобобовая полосчатая, наследующая сланцевую текстуру материнской породы (фиг. 1). Встречаются также бокситы без ясно выраженной полосчатости, состоящие из очень мелких псевдобобовин. Бокситы, подвергшиеся сильной переработке

наложенными процессами, не сохранили текстурных особенностей исходных пород.

Образование элювиальных бокситов КМА мы связываем с формированием латеритной коры выветривания, распространенной в пределах юго-западного склона Воронежского массива (Никитина, 1963). Развитие коры выветривания протекало здесь более длительное время (от верхнего протерозоя до визейского века нижнего карбона), чем на остальных участках Воронежской антеклизы, которые в девоне были перекрыты осадочными толщами. Яснополянское время (визейский век), в течение которого в основном произошло формирование бокситов КМА, в Центральной части Русской платформы характеризуется ярко выраженной гумидизацией климата с интенсивным почвообразованием и обилием гуминовых кислот, интенсифицировавших процессы бокситизации.

Сохранению коры выветривания бокситов способствовало захоронение их под известняками карбона в связи с погружением юго-западного склона антеклизы.

ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ НА КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ БЛИЗ ОБЛАСТЕЙ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Примером осадочных бокситов, залегающих на коре выветривания материнских пород или в непосредственной близости от нее, являются бокситы Чадобецкого поднятия (юго-западная часть Сибирской платформы).

Чадобецкое поднятие, по М. Н. Благовещенской (1959), представляет собой антиклиналь с двумя выступами в сводовой части, которые сложены терригенными отложениями синия (сланцами, алевролитами, песчаниками), вмещающими силлы ультраосновных пород, и прорванными кимберлитами (Полунина, 1960, 1966; Лурье, Полунина, 1958; Дашкевич и др., 1962; Спижарский, 1964). Ближе к периферии поднятия обнажаются терригенные и карбонатные породы более молодых свит синия, терригенные породы алданского яруса Cm_1. Крылья антиклинали сложены карбонатными породами ленского яруса нижнего кембрия (Cm_1^l и пестроцветными терригенными и карбонатными отложениями эвенкийской свиты верхнего кембрия (Cm_3^{lv}). Чадобецкое поднятие окружено Причадобецким прогибом с породами туфогенной свиты (T_1^t) и пластовыми интрузиями долеритов.

На территории Чадобецкого поднятия открыто несколько бокситовых залежей, которые по условиям залегания можно объединить в две группы. Залежи первой группы приурочены к эрозионным депрессиям поднятия среди выветрелой толщи пород его сводовых частей. Залежи второй группы находятся в карстовых депрессиях в известняках Cm_1^l вблизи их контакта с

пластовыми интрузиями долеритов и узкими горизонтами терригенных пород Cm_3^{ev}, либо только вблизи контакта с последними.

Бокситовые залежи первой группы относятся к числу уникальных геологических объектов. В сводовых частях северного ядра поднятия мощность коры выветривания превышает 576 *м*. Выветриванию подвергся весь комплекс ультраосновных пород: пироксениты, пикритовые порфириты, слюдяные пикриты, карбонатиты, кимберлиты и вмещающие их терригенные отложения синия. Развитию мощной коры выветривания благоприятствовала тектоническая нарушенность сводовых частей антиклинали. В полном профиле коры выветривания на ультраосновных породах располагаются зоны (снизу вверх): дезинтеграции с горизонтом карбонатизации, выщелачивания и гидратации (гидрослюды, гидрохлориты), гидролиза (нонтронит, монтмориллонит, каолинит) и конечного гидролиза (гиббсит).

Выветрелые карбонатиты состоят из окислов и гидроокислов железа и марганца, гипергенного монацита и остаточного барита.

Терригенные отложения, сложенные главным образом кварц-мусковитовыми сланцами и алевролитами, при выветривании переходят в кварц-гидрослюдяные, каолинитовые и гиббсит-каолинитовые породы. Главным источником глинозема для бокситов являлись сланцы, а второстепенным — ультрабазиты.

Возраст бокситов олигоценовый (Аухадеева, Каштанов, 1964). Они образуют пластовые и линзообразные тела, залегающие среди бокситовых глин или на каолинитизированных ультрабазитах и сланцах. Структура бокситов обломочная, бобовая, пизолитовая, афанитовая. Бокситы состоят из гиббсита, гетита, гематита, маггемита, анатаза с примесью бемита, каолинита, кварца, магнетита, ильменита, рутила, корунда. Гиббсит преобладает над бемитом. Весьма обычны обломки латеритов по ультраосновным породам (фиг. 2) и сланцам, псевдоморфозы по кристаллам оливина, пирита, магнетита, ильменита, перовскита. Для химического состава бокситов характерно повышенное содержание железа, титана, ниобия, ванадия, циркония и редких земель.

Бокситовые залежи второй группы приурочены к карстовым депрессиям в известняках Cm_1^l и тесно связаны с корой выветривания долеритов и терригенных отложений Cm_3^{ev}.

Долериты, состоящие из плагиоклаза, диопсид-авгита, оливина и титаномагнетита (Дмитриев, 1965, 1966), при выветривании последовательно замещались гидрохлорит-гидрослюдяными, нонтронит-монтмориллонитовыми и гетит-каолинитовыми агрегатами. В бокситах карстовых депрессий и в современных делювиальных глинах обнаружены многочисленные обломки латеритов, хорошо сохранивших текстурно-структурные особен-



Фиг. 2. Метасоматический латерит по пикритовому порфириту

Крупные белые порфировидные вкрапленники — псевдоморфозы гетита по оливину, мелкие белые вкрапленники — псевдоморфозы анатаза по перовскиту; черное — поры. Полир. шлиф, увел. 40

ности долеритов. Остаточная кора выветривания терригенных пород не обнаружена. Продукты ее переотложения представлены кварц-гидрослюдяными, кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-гиббситовыми бокситами, содержащими не менее 15% SiO_2 и до 50% глинозема.

Источники бокситового материала, по-видимому, находились в области развития траппов и в области узких выходов терригенных отложений Cm_3^{ev}. От внутренних областей Чадобецкого поднятия карстовые депрессии с бокситами отделяются большими речными долинами. Бокситы и бокситовые глины залегают в верхних частях отложений, выполняющих карстовые полости. По физическим свойствам и текстурно-структурным особенностям бокситы карстовых полостей сходны с бокситами центральных частей Чадобецкого поднятия; характерно преобладание бобовых и пизолитовых разностей. Гиббсит, как и в залежах первой группы, является главным минералом глинозема; бемит и корунд встречаются редко. В переменных количествах встречаются каолинит, гематит, маггемит, магнетит, анатаз, рутил, кварц и вторичный сидерит. Химический состав бокситов почти полностью наследуется от долеритов. В некоторых бокситах содержится повышенное количество кварца, источником которого явились терригенные породы.

Приведенные данные свидетельствуют о тесной связи бокситов с близко расположенными корами выветривания различных пород. Отсутствие в бокситах сортировки материала позволяет предполагать, что они являются делювиально-пролювиальными отложениями.

ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ЯСНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Бокситы, залегающие среди осадочных отложений и не содержащие сохранившихся обломков пород коры выветривания в нашей стране, распространены наиболее широко. Их примерами могут служить бокситы месторождений Южно-Тиманского и Приангарского районов, а также Аркалыкского месторождения в Кустанайской области Казахской ССР. Бокситы этих месторождений, несмотря на различный возраст, отличия в условиях залегания и другие особенности, имеют много общих черт, что позволяет дать их общую характеристику.

Бокситовые месторождения приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам; причем обычно несколько месторождений или рудопроявлений имеют один и тот же возраст. Примерами могут служить Тихвинское, Северо-Онежское и Южно-Тиманское месторождения, где бокситоносные отложения залегают с угловым или параллельным несогласием на размытой поверхности отложений верхнего девона (чаще всего на закарстованных известняках или доломитах) и перекрываются отложениями визе и намюра. Перерыв между временем отложения пород подошвы и эпохой формирования бокситов может быть очень значительным. Так, например, бокситы Приангарского района, относящиеся к мелу — палеогену, располагаются на верхнепротерозойских породах. В отличие от этого на месторождениях Русской платформы, упомянутых выше, бокситообразование было ограничено концом девонского — началом каменноугольного периодов.

Бокситоносные толщи многих месторождений располагаются непосредственно над контактом наклонно залегающих осадочных пород различного состава, чаще всего известняков и терригенных пород. Такие соотношения характерны, в частности, для месторождений Приангарского рудного района, где тела бокситов приурочены преимущественно к области контакта терригенных пород красногорской свиты докембрия и доломитов джурской свиты, перекрывающих ее или располагающихся ниже известняков аладинской свиты. Тела бокситов залегают также среди пластов осадочных пород; они подстилаются и перекрываются глинами или аргиллитами, преимущественно каолинитовыми. В местах выклинивания бокситы сменяются каолинитовыми породами. Небольшие линзовидные залежи бокситов

как бы заключены в чехол глинистых отложений. Типичной формой бокситовых залежей являются пласты и линзы с участками некондиционных бокситов, бокситовых глин и пустых пород.

Структурно-текстурные особенности бокситов подвержены существенным изменениям как в отдельных месторождениях, так и в рудных пластах. В то же время в целом они чрезвычайно сходны для бокситов, отличающихся по возрасту, характеру залегания, связи с различными элементами тектонической структуры и т. д.

Для бокситов характерны оолиты, пизолиты и бобовины. Зачастую в изобилии встречаются их обломки, что свидетельствует о переотложении бокситов. Цементирующая масса бокситов преимущественно состоит из глинистого материала с примесью терригенных частиц; но часто в ее составе преобладают минералы глинозема, в молодых бокситах — преимущественно гиббсит, в более древних или залегающих среди дислоцированных пород — главным образом бемит и диаспор. В некоторых бокситах в составе цемента существенную роль играет скрытокристаллическое железисто-кремнисто-глиноземное вещество. Некоторым бокситам свойственна слоистая текстура. Местами они включают прослои осадочных пород и чередуются со слоями последних. Среди бокситов встречаются гидраргиллитовые, бемитовые и диаспоровые разности. Различия в составе бокситов определяются в основных более поздними (наложенными) процессами. По содержанию основных компонентов бокситы мало чем отличаются от бокситов Чадобецкого поднятия. Основные черты вещественного состава и структурно-текстурные особенности бокситов этой группы практически не отличимы от черт, присущих осадочным бокситам. В большинстве случаев кора выветривания не устанавливается поблизости от месторождений, а иногда не обнаруживается в пределах всего района бокситообразования. Но имеются следующие основания для утверждения о былом широком распространении коры и о вероятной связи с ней бокситов.

Если бокситообразование протекало в эпоху, когда неподалеку от области отложения существовали значительные континентальные массивы со слабо расчлененным рельефом, то при относительно стабильном тектоническом режиме и благоприятном климате на континентальных массивах на силикатных породах должна была формироваться кора выветривания. Палеогеографические реконструкции показывают, что районы бокситообразования, рассматриваемые в этом разделе, действительно, располагались в пределах значительных континентальных массивов или в непосредственной близости от них. Так, Южно-Тиманский район находился в нижнем карбоне на юго-восточной периферической части суши, которая по положению совпадала с Тиманской антеклизой. Аркалыкское месторожде-

ние располагалось в пограничной области между континентальным массивом Центрального Казахстана и Тургайским прогибом. Месторождения Приангарья формировались в пределах огромного континента, находившегося на месте западной части Сибирской платформы. Многие другие месторождения, относимые к рассматриваемой группе, например Тихвинское, также располагались в пределах континентальных областей или поблизости от них. Наряду с этим некоторые бокситы, например девонские бокситы Северного Урала или бокситы, приуроченные к границе верхнего мела и палеогена в Динарских горах в Югославии, отлагались в морских бассейнах вдали от значительных массивов суши.

Помимо благоприятной палеогеографической обстановки, важным указанием на возможность формирования древних кор выветривания являются оптимальные климатические условия эпохи бокситообразования. Несомненно существование в эпоху бокситообразования теплого влажного климата, благоприятного для глубокого химического выветривания.

Особенности тектонического режима районов бокситонакопления с трудом поддаются реконструкции. Тем не менее можно утверждать, что при формировании всех рассматриваемых и многих других месторождений данной группы тектонический режим в целом был стабильным, т. е. благоприятным для образования коры выветривания.

Значительно более трудной задачей является воссоздание древнего рельефа. Для его частичной реконструкции необходимо провести большой комплекс специальных работ. С известным приближением он может быть восстановлен по карте поверхности пород древнего ложа, на котором покоятся бокситоносные образования.

Весьма важным доказательством в пользу существования древней коры выветривания, давшей материал для образования бокситов этого типа, является наличие глинистых и других пород бокситовой пачки, обычно залегающих на карбонатных отложениях. Источником вещества гидрослюдистых и каолинитовых глинистых пород, содержащих примесь более крупных терригенных частиц и сложенных преимущественно устойчивыми минералами, правильнее всего следует считать ранее существовавшую кору выветривания и отчасти материнские породы, развитые на некотором расстоянии от месторождений.

Согласно ранее существовавшему воззрению, высказанному еще С. Ф. Малявкиным, рудный пласт бокситовых месторождений представляет собой результат переотложения пород именно латеритного горизонта профиля древней коры выветривания. В последнее время развивается положение о том, что боксит является результатом латеритного выветривания переотложенных продуктов древней коры, накопившихся в области седимен-

тации. Это воззрение поддерживают Г. И. Бушинский (1958, 1964), Н. А. Лисицина и М. В. Пастухова (1964), С. И. Бенеславский (1963) и другие исследователи, не отрицающие важную роль процессов переотложения и собственно латеритного материала.

В настоящее время трудно отдать предпочтение какому-либо из этих воззрений. Первое из них представляется достаточно вероятным и имеет многих сторонников, хотя и не объясняет некоторые особенности бокситов. В частности, непонятно, почему они, как правило, подстилаются глинистыми породами, хотя раньше должен развиваться латеритный горизонт, располагающийся в верхней части коры выветривания; бокситы, которые бы залегали непосредственно на закарстованной поверхности карбонатных пород в основании бокситовой пачки и перекрывались слоями глин, не известны.

Представление о бокситизации глинистого вещества, вынесенного из коры выветривания, нуждается в детализации. Его подтверждением явилось бы установление зональности в бокситоносных отложениях, которая должна была бы возникнуть при выветривании. Такая зональность, вероятно, будет близкой к зональности, характерной для латеритной коры выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Связь бокситов с корами выветривания четко проявляется в платформенных месторождениях. Наиболее достоверна связь с корой выветривания для латеритных бокситов, которые образуют ее верхний горизонт. Многие бокситы возникли в результате переноса на небольшое расстояние и переотложения продуктов латеритной коры выветривания во время ее формирования или в более поздний период. Наконец, возможно образование бокситов за счет материала коры выветривания, однако область формирования последней располагается далеко от места отложения руд и связь между ними устанавливается лишь на основании косвенных признаков.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Типы бокситов в СССР.— В кн. «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Аухадеева Л. Л., Каштанов М. С. О возрасте бокситоносных отложений центральной части Чадобецкого поднятия.— В кн. «Итоговая научная конференция Казанского государственного университета им. Ульянова-Ленина за 1963 г.» Казань, 1964.

Басс Ю. Б. Бокситы юга Украины и их генезис.— В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР.— В сб. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963.
Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие.— Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 8, 1959.
Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов.— В кн. «Латериты». Изд-во «Недра», 1964.
Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Госгеолиздат, 1940.
Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района.— В сб. «Кора выветривания», вып. 5, 1963.
Дашкевич Н. Н., Стародубцев Г. С., Германов Е. К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 3, 1962.
Дмитриев Ю. И. Основные и ультраосновные комплексы Чадобецкого поднятия как исходные породы для образования бокситов.— В сб. «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1964 г.» Изд-во «Наука», 1965.
Дмитриев Ю. И. Особенности петрогенезиса траппов при различных условиях внедрения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
Лисицына Н. А., Пастухова М. В. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов.— В кн. «Латериты». Изд-во «Недра», 1964.
Лурье М. Л., Полунина Л. А. Ультраосновные породы Чадобецкого поднятия.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм, 1958.
Малявкин С. Ф. Тихвинские бокситы.— Изв. геол. ком., 1925, вып. 1.
Малявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР.— В сб. «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Никитина А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА.— В кн. «Материалы совещания по исследованию и использованию глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1957.
Никитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.
Полунина Л. А. Новые данные об ультраосновных породах Чадобецкого поднятия.— Сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
Полунина Л. А. Чадобецкий комплекс ультраосновных — щелочных пород.— В кн. «Геология Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1966.
Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВАЖНЕЙШИХ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В. П. ПЕТРОВ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ К НЕМЕТАЛЛИЧЕСКОМУ СЫРЬЮ

В группу неметаллических полезных ископаемых отнесены все те разнообразные виды минерального сырья, которые не входят в группы горючих полезных ископаемых (каустобиолитов) и металлических руд. По характеру требований промышленности к минеральному сырью все неметаллические полезные ископаемые можно разбить на пять больших групп.

В первую можно объединить различные виды химического сырья, для которого, как и для металлических руд, важнейшей характеристикой является содержание того или иного химического элемента, извлекаемого из руды в процессе механической или химической обработки в свободном виде или в форме каких-либо соединений. Помимо общего содержания элемента, учитывается минеральный состав и сложение руд, их обогатимость, удобство эксплуатации месторождения и т. д.

Во вторую группу нами объединены различные виды сырья, используемого в первую очередь в промышленности вяжущих материалов. В этом случае важна определенная комбинация полезных элементов. Крайне редко такая комбинация встречается в одной породе; чаще необходимо составлять шихту из разных пород. Перед геологом часто ставится задача найти не один, а два или три компонента шихты, причем месторождения их должны быть удобно расположены.

К третьей группе относится неметаллическое сырье, ценность которого определяется низким содержанием и иногда почти полным отсутствием какого-либо элемента, резко отрицательно влияющего на качество изделий. Например, железо и хром окрашивают изделия, что нежелательно; железо, кроме того, снижает их изоляционную способность, что тоже часто очень важно. В ряде случаев в качестве «вредных» компонентов выступают щелочи, снижающие точку плавления, а также кальций или магний, меняющие структуру или фазовый состав технических продуктов.

Для полезных ископаемых четвертой и пятой групп характерно использование полезного ископаемого как носителя определенных физических свойств. В четвертую группу отнесены полезные ископаемые, практическое использование которых определяется характером минеральных зерен и их связностью, прочностью агрегата, его объемным весом и иногда твердостью. Пятую группу составляет кристаллосырье — полезные ископаемые, использование которых определяется совершенством кристаллов некоторых минералов, включая весьма распространенные. Их стоимость в кристаллах во многие сотни и тысячи раз выше, чем в агрегатах зерен или сплошных массах.

Некоторые горные породы и минералы могут использоваться для разных целей; соответственно к сырью могут предъявляться разные требования. Можно указать на известняки, которые могут быть сырьем для цементного производства, химическим сырьем для производства соединений кальция или получения углекислоты и, наконец, могут использоваться в качестве бутового или облицовочного камня.

Для каждого из пяти выделенных типов ниже приводятся некоторые примеры применения общей теории формирования промышленных свойств к поискам и разведкам данных полезного ископаемого.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Ниже рассмотрены представления об образовании месторождений минеральных солей, фосфорного сырья и серы. Формирование многих видов химического сырья (флюорит, барит и др.) подчиняется тем же закономерностям, что и формирование типичных гидротермальных месторождений металлических полезных ископаемых. В настоящей статье эти виды неметаллического сырья не рассматриваются.

Минеральные соли. Приуроченность концентраций минеральных солей к осадочным образованиям была установлена довольно давно. Однако условия отложения соленосных осадков до сих пор продолжают обсуждаться. От первоначальных предположений об образовании соляных месторождений при простом испарении воды из соляных озер пришлось отказаться после того, как были детально изучены многие соляные месторождения ГДР, так как мощности соляных толщ оказались значительно больше возможных озерных глубин. Предложенная Оксениусом во второй половине девятнадцатого века общая теория генезиса солей хорошо объясняла все возникшие тогда вопросы. Согласно Оксениусу, соляные залежи формировались в заливах, связанных с морем узким проливом (типа Кара-Богаз-Гола), куда поступала морская вода по мере ее испарения в заливе.

Теория Оксениуса не только объяснила строение известных месторождений, но и явилась основой дальнейших поисковых работ как в ГДР, так и в других странах, например в СССР, где было открыто Соликамское месторождение калийных солей, имевшее огромное народнохозяйственное значение. Исследования последних лет, особенно проведенные в Советском Союзе и США, показали, что и теория Оксениуса не способна объяснить возникновение таких огромных концентраций солей, которые были выявлены в процессе разведки многих месторождений. Было показано, что в отдельных заливах могли образовываться только редкие и небольшие месторождения. Большинство же месторождений формировалось в краевых частях морей или в широких мелководных заливах, отделенных от океана или моря серией островов или значительным подъемом дна с зоной отмелей. Интенсивное испарение огромных масс воды в таких водоемах может иметь место только при особо сухом климате. Все это особенно резко подчеркивает значение стратиграфической и палеогеографической приуроченности соляных толщ (Страхов, 1962). Физико-химические исследования, кроме того, показали, что кристаллизация калийных солей из выпаривающейся морской (океанской) воды может иметь место только тогда, когда рапа сохраняется только в межкристальных промежутках новосадки соли; для образования слоев калийных солей необходимо не только предельное выпаривание воды, но и создание на последних этапах формирования соляных залежей вторичных водоемов, в которые стекает рапа из межкристальных промежутков с повышенных участков залежи (Валяшко, 1961).

Геологические наблюдения в СССР и в ряде других стран, в первую очередь в ГДР, США и Канаде, показали справедливость этих идей и привели к открытию ряда огромных соляных месторождений в Приуралье, крупнейших залежей в Днепровско-Донецкой впадине на Украине и в Белоруссии; выявлены и огромные древнейшие соляные поля среди кембрийских отложений Иркутско-Вилюйского бассейна и многочисленные очень сложные по составу озерно-континентальные соляные залежи в Средней Азии; открыто месторождение у Еревана (Армения).

В ГДР значительно увеличились запасы солей стасфуртского бассейна. В Канаде выявлен исключительно крупный саскачеванский соляной бассейн с очень большими калийными месторождениями (Страхов, 1962; Иванов, Левицкий, 1960; Корнеевский, Воронова, 1966).

Фосфорное сырье. Исследования фосфоритов в Советском Союзе проводились еще до начала первой мировой войны, но особенно они усилились после Октябрьской революции. Первое время эти работы возглавлялись Я. В. Самойловым, выдвинувшим интереснейшую теорию связи ряда элементов, в том

числе и фосфора, в осадках с жизнедеятельностью и массовой гибелью организмов. Позднее эти взгляды были развиты А. Д. Архангельским (1936), отметившим связь фосфоритообразования с трансгрессиями, вызывающими резкие изменения условий морской среды и, как следствие этого, массовую гибель морских живых существ. Биогенная теория генезиса фосфоритов объяснила многие особенности их месторождений и позволила открыть ряд крупных фосфоритовых бассейнов, в том числе Подмосковный (Егорьевский), Вятско-Камский, Эстонский и другие, играющие в настоящее время большую роль в производстве фосфорных удобрений.

В дальнейшем была показана несостоятельность биогенной теории; на смену ей пришла предложенная А. В. Казаковым (1939, 1950) хемогенная теория, по которой фосфориты образовывались осаждением фосфорита из пересыщенной морской воды в мелководных бассейнах, куда приносилось из глубин большое количество фосфорных соединений. Эта теория, отчасти усовершенствованная Г. И. Бушинским (1962) и Б. М. Гимельфарбом (1959), до сих пор является ведущей в отечественных работах по фосфорному сырью и принимается за рубежом. Практическим итогом ее развития явилось открытие ряда крупных фосфоритных бассейнов, в том числе кембрийского бассейна в Каратау (Казахстан).

Дальнейшее развитие теории формирования фосфоритов сводилось к изучению поведения фосфора в коре выветривания. Выяснилось, что фосфор концентрируется в ее нижних горизонтах. Видимо, «фосфориты выветривания» могут быть одними из наиболее перспективных источников фосфорного сырья Сибири.

В конце 20-х годов А. Е. Ферсман выявил концентрации фосфора в массивах щелочных магматических пород (Хибинские апатитовые месторождения), имеющие огромное значение для нашей страны. Позже было установлено, что промышленные концентрации апатита возникают также в щелочно-ультраосновных (карбонатитовых) месторождениях и в некоторых габбро-сиенитовых интрузивах. Перспективны карбонатитовые массивы Кольского полуострова и особенно Сибири (Восточно-Саянского, Инаглинского, Кондерского, Арбарастахского, Гулинского и др.). Теоретически крайне интересны находки апатита в количествах, приближающихся к промышленным, в древних архейских и протерозойских метаморфизованных осадках Тувы и Восточной Сибири. Эти месторождения позволяют во многом иначе, чем раньше, взглянуть на историю фосфора и, может быть, на его роль в органической жизни вообще.

Сера. Отчетливо выделяется два больших генетических типа месторождений серы: осадочный, большая часть которого приурочена к гипсоносным толщам, и вулканический, образо-

вавшийся из сольфатарных газов вулканов и вод минеральных источников.

Генезис осадочных месторождений серы в середине XIX столетия связывался с предположениями о восстановлении сульфатов кальция под действием битумов с одновременным выделением карбоната кальция. Эти предположения базировались в основном на изучении сицилийских месторождений серы, бывших в те годы основным поставщиком ее на мировой рынок. В начале текущего столетия эта теория получила некоторое подтверждение при изучении серных месторождений, открытых на юге США, где сера извлекалась частью из тех же скважин, из которых ранее добывалась нефть. Сероносными здесь оказались богатые гипсом и ангидритом породы «кепроков» соляных куполов.

Изучение серных месторождений Советского Союза началось только после Октябрьской революции, когда А. Е. Ферсман и Д. И. Щербаков посетили серные месторождения в Центральных Каракумах. Впоследствии было начато изучение и других серных месторождений Средней Азии. Определенная приуроченность этих серных месторождений к проявлениям нефти позволила А. С. Уклонскому (1940) связывать их генетически, а А. В. Данов (1936) предположил широкое участие бактерий в образовании месторождений серы.

Исследования в области генезиса серы значительно усилились в связи с открытием очень крупных серных месторождений в Прикарпатье. Для понимания их генезиса многое дали работы микробиологов (Иванов, 1964), показавших, что во многих сероносных породах обильны бактерии, как вызывающие образование серы за счет сероводорода и сернистого ангидрида (а также различных сернокислых соединений, например гипса), так и окисляющих ее вновь до сернистого ангидрида; выявилась большая роль углеводородных газов, служащих, видимо, также источником жизненной энергии бактерий. Данные микробиологов послужили геологам основанием для создания гипотезы об эпигенетичности всей серы месторождений и ее третично-четвертичном возрасте (Юшкин, 1966). Но вероятность существования сингенетичной серы, видимо, нельзя признать исключенной.

Изучение вулканогенной серы в Советском Союзе началось только в последние годы, когда стали осваиваться богатства Камчатки и Курильских островов, где развита сольфатарная деятельность и имеются вулканогенные месторождения серы нескольких генетических типов: 1) серные потоки: сплошные массы переплавленной серы изливались из кратеров и участков сольфатарной деятельности (месторождения этого типа относительно невелики); 2) метасоматические месторождения, возникающие в результате воздействия на горные породы цир-

кулирующих в них по трещинам сернистых газов; 3) отложения серы в кратерных озерах и близ выходов сольфатар.

Относительное значение месторождений второго и третьего типов оценивается различно (Власов, 1958; Набоко, 1958).

Уточнение представлений о генезисе серных месторождений имеет большое значение для открытия новых месторождений, расположенных в наиболее благоприятных экономических условиях. Для поисков месторождений серы в осадочных толщах наиболее перспективны солянокупольные структуры Днепровско-Донецкой впадины, Прикаспийской области и Средней Азии.

Очень важно изучение вулканических месторождений, в которых, возможно, содержится в несколько раз больше серы, чем в осадочных месторождениях. Однако трудности хозяйственного освоения вулканических месторождений весьма велики; не ясны еще полностью и закономерности их формирования и размещения.

СЫРЬЕ ДЛЯ ВЯЖУЩИХ МАТЕРИАЛОВ

Сырье для вяжущих материалов потребляется в огромных все возрастающих количествах, особенно в развитых странах. Статистика США показывает, что в этой стране цементное сырье по его общей стоимости занимает четвертое место среди всех продуктов горного промысла, уступая только нефти, газу и углю. Положение в СССР такое же; в последние годы СССР по производству цемента перегнал США.

Специфика сырья для вяжущих заключается в его широкой распространенности, в огромных масштабах потребления и относительной дешевизне. Перевозка сырья (или продукта) стóит иногда дороже, чем его получение. На территории Советского Союза существует ряд областей, в которых качественное цементное сырье отсутствует или весьма дефицитно. Из таких областей следует назвать всю Западно-Сибирскую низменность, трапповую область и район распространения доломитовых отложений нижнего палеозоя.

Для обеспечения страны цементным сырьем и другим вяжущим сырьем необходимо изучение всей ее территории с составлением соответствующих карт прогноза. Теоретическим обоснованием таких карт являются общие геолого-литологические карты крупного масштаба и данные буровых скважин различного назначения с получением керна неглубоко залегающих пород. На картах прогноза должны быть показаны наиболее перспективные районы.

Особо стоит вопрос о сырье для специальных вяжущих материалов белых и цветных цементов, огнеупорных и расширяющихся связок и т. д. Сырье для получения некоторых из них в Советском Союзе имеется в очень немногих месторождениях

или вовсе не известно. Для его поисков важное значение имеют выявление промышленных особенностей сырья и расшифровка его генезиса. Следует отметить, что потребность в сырье такого типа возникает вновь и вновь в связи с применением новых методов строительства и новыми требованиями к сооружениям.

СТЕКОЛЬНО-КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

В образовании этого вида сырья важную роль играют процессы «геохимической очистки» естественного разделения элементов, ведущие к почти полному удалению тех из них, которые снижают качество промышленных изделий. Такие процессы имеют большое значение для образования высококачественных каолинов, чисто кварцевых песков, керамических полевых шпатов и керамических тальков.

Каолиновые месторождения. Высококачественные каолины должны характеризоваться определенной крупностью частиц, не содержать щелочей, щелочных земель, свободного кремнезема и особенно красящих окислов (железа, хрома, титана и др.).

Алюминий от железа отделяется уже в процессе магматической кристаллизации; из кислого расплава выделяются кварц и полевой шпат — минералы, почти лишенные железа, и железосодержащие темноцветные силикаты — минералы, богатые железом; значительное количество железа содержится и в акцессорных минералах, среди которых одним из важнейших является магнетит.

Дальнейшее разделение может иметь место в тех случаях, когда в гранитах биотит замещается мусковитом с выносом железа и образованием грейзенов и мусковитовых гранитов, практически лишенных и магнетита.

Следующий этап «геохимической очистки» проходит уже на дневной поверхности, когда гранитоидная (аплитовая) порода попадает в область мощного выветривания и на ее поверхности формируется «кора выветривания». В процессе выветривания кремний и алюминий дают каолинит, а избыточный кремний, щелочи и щелочные земли выносятся растворами. Весьма важно, что при выветривании имеет место и вынос оставшегося в породе железа (иногда выносится до 80—90% железа, бывшего в исходной породе). Однако содержание железа в каолинах может быть настолько высоким, что они попадают во второй и третий сорта по промышленной классификации. Первосортное каолиновое сырье может образовываться только в результате выветривания очень маложелезистых (лейкократовых) гранитов. Такие каолины в настоящее время на мировой рынок поставляют только Англия (Корнуэлл) и КНР, где выветриванию подверглись грейзенизированные оловоносные граниты.

Каолин, образовавшийся при выветривании гранита, состоит из двух компонентов — новообразованного каолинита и остаточного кварца; при помощи простой гранулометрической классификации искусственно можно отделить мелкую глинистую (каолиновую) фракцию от крупной, существенно кварцевой.

Кварцевые пески и огнеупорные глины. Процесс разделения кварца и каолинита, слагающих каолины по гранитам, может идти в природе при переотложении материала кор выветривания («механическая дифференциация» вещества). В процессе такого переотложения кварцевые зерна окатываются и освобождаются от загрязняющих примесей; возникают пески, содержащие более 98—99% кремнекислоты (стекольное сырье). Каолинит при этом также отделяется от кварца. Возникают породы, содержащие до 80—95% каолинита. Однако содержание железа в таких естественно отмученных каолинах (огнеупорных глинах, вторичных каолинах) обычно выше, чем в первичных каолинах: происходит это потому, что в мелкую фракцию поступает каолиновый материал, образованный за счет не только маложелезистых, но и обогащенных железом пород.

Степень очистки каолинита от кварца и других примесей в процессах естественного отмучивания тесно связана с тектонической историей региона, в первую очередь с масштабом омоложения рельефа, предшествовавшим размыву коры выветривания. Если дифференциальное поднятие пенеплена с развитой на нем корой выветривания было невелико и не превышало мощности каолиновой зоны коры выветривания, то размывалась только эта зона и формировались чистые высокоогнеупорные каолины и мономинеральные (стекольные) кварцевые пески. При большем подъеме размыву подвергались и нижние зоны коры выветривания, где сохранилась часть выделений калиевого полевого шпата и иногда наблюдается довольно много слюды, образовавшейся за счет плагиоклаза и гидратированного биотита. Эти минералы при переотложении формируют слюдистые (менее огнеупорные) глины, обычно содержащие больше железа, и аркозовые, а не чисто кварцевые, пески. Наконец, если подъем отдельных блоков первоначального пенеплена превышал мощность коры выветривания, то формировались загрязненные полимиктовые пески, содержащие различные минералы исходных пород, а также слабоогнеупорные железистые глины.

Зависимость процессов естественного отмучивания от тектонической истории региона объясняет многие особенности географического распределения стекольных песков и огнеупорных глин — например почти полное отсутствие высококачественных песков для оптического стекла на Северо-Американском континенте и в Сибири (Петров, 1967).

Полевошпатовое сырье. Используемые сейчас в СССР полевой шпат и пегматит отбираются вручную из пегматитовых

жил. Применяется также и флотационный полевой шпат из некоторых гранитов Средней Азии. Но это сырье, во-первых, дефицитно, а во-вторых, богато натрием, а в последние годы выяснилось, что калийсодержащие керамические изделия обладают многими весьма ценными свойствами; даже небольшая примесь натрия сказывается на них отрицательно. Возникла необходимость поисков существенно калий-полевошпатового сырья; полевой шпат, как и специально отобранный микроклин из пегматитовых жил, содержит пертитовые вростки альбита и, следовательно, очень много натрия.

В Японии для получения «калиевого фарфора» используются маложелезистые слюдисто-кварцевые породы — «россеки» и «тосеки», видимо, генетически близкие к «вторичным кварцитам». В Китае для этой же цели используются так называемые фарфоровые камни, представляющие собой кварц-серицитовые, вероятно, автометаморфические аплиты, залегающие среди нормально-осадочных пород палеозоя (песчаников, мергелей, глин, углей и т. д.). В Приморье были выявлены породы, близкие к китайским («Гусевский камень») (Финько, Магидович, 1962); к сожалению, запасы их невелики.

Для получения чистых калиевых полевых шпатов, как выяснилось в последнее время, большое значение может иметь значительно меньшая скорость выветривания калиевого полевого шпата по сравнению с плагиоклазом. В результате в низах коры выветривания могут существовать зоны, где сохраняется калиевый полевой шпат, а плагиоклаз (даже в пертитовых вростках) отсутствует. Из таких пород можно в некоторых случаях искусственно получать полевошпатовую фракцию с очень небольшим количеством крупных чешуек каолинита и мелких зерен кварца; содержание окиси калия в этой фракции может достигать 6—8% при содержании долей процента окиси натрия.

Керамический тальк. В большинстве тальков, образовавшихся за счет магнезиальных магматических пород, содержится очень большое количество железа; применимость таких тальков весьма ограничена. Разделение магния и железа происходит при выветривании и осадкообразовании. Железо входит обычно в состав остаточных продуктов, тогда как магний выносится растворами и осаждается при образовании карбонатных, иногда карбонатно-песчанистых осадков. Формирование маложелезистых тальков может происходить при метаморфизме таких кремнистых магнийсодержащих пород. Наряду с чисто тальковыми (стеатитовыми) породами при этом формируются и тальк-карбонатные, применяющиеся очень ограниченно, хотя тальк, входящий в них, представлен исключительно чистой безжелезистой разностью. Естественный процесс очистки талька от карбонатов — их растворение и вынос при выветривании (Смолин, 1961). При этом образуются чисто тальковые порошковатые

породы коры выветривания. Этот новый вид сырья, открытый при участии сотрудников ИГЕМ, уже входит в промышленное использование.

АГРЕГАТНОЕ СЫРЬЕ

Сюда относятся строительные материалы и различные наполнители, а также природные абразивы, теплоизоляционные материалы, природные пигменты, различные отбеливающие и адсорбционные материалы, а также природные катализаторы.

Требования в отношении определенного химического или минерального состава к этому виду сырья практически не применяются: например, для облицовки зданий можно использовать мрамор, гранит или кварцит. Вторым примером подобного рода могут быть адсорбционные материалы, используемые при очистке нефтепродуктов; ими могут быть кальциевые бентонитовые глины или опоки. Основой оценки каменных строительных материалов являются глубокое петрографическое изучение горных пород и исследование их физико-механических свойств.

Интересна история использования вулканического стекла; еще в предвоенные годы в Институте геологических наук (на основе которого был создан ИГЕМ) проводилось изучение генезиса пемзы и было обнаружено (Воларович, Леонтьева, 1937), что водное вулканическое стекло при быстром нагреве до температур размягчения вспучивается, давая легковесные пемзоподобные материалы. Позднее было показано практическое значение этого открытия (Будников, 1939). Однако наступившая Великая Отечественная война помешала осуществлению намеченных проектов в Советском Союзе, но в США на основе работ П. П. Будникова, уже в 1941 г. были созданы предприятия по вспучиванию перлита — водного вулканического стекла. После окончания войны изучение вулканических стекол в нашей стране возобновилось и проводилось в основном в ИГЕМ (Петров, 1955). В настоящее время перлитовая промышленность в Советском Союзе играет довольно большую роль в поставке легких наполнителей бетона и теплоизоляционных материалов. Сырье для нее поступает из месторождений Армении, Закарпатья и Забайкалья.

Природа вулканических стекол оказалась весьма сложной и мало изученной. Удалось показать, что значительная часть их воды вошла в стекла уже после остывания последних, вызвав образование структуры, известной под названием перлитовой (Наседкин, Петров, 1962). Оказалось, что вулканическое стекло образуется и сохраняется в природе крайне редко; оно возникает только при лавовых излияниях кислых пород и в краевых частях вулканических куполов (Наседкин, 1963).

Большая работа проводится в настоящее время для выявления возможностей использования различных природных материалов в качестве наполнителей химпродуктов (различных пла-

стиков, инсектофунгицидов, бумаги и т. д.). Эта работа, начатая по инициативе ИГЕМ, ведется многими организациями. Показано, что взаимодействие минерального компонента с наполняемым веществом зависит от их структур и поверхностных свойств, а также от химического состава наполнителя (минерала или породы); имеют значение форма его зерен, их размер, возможности сдвиговых деформаций кристаллов, поверхностные свойства и химическая стойкость, а также многие другие свойства (Природные минеральные наполнители, 1963).

Теория генезиса свойств наполнителей весьма важна для поисков их месторождений.

КРИСТАЛЛОСЫРЬЕ

Сюда относятся те виды неметаллического сырья, важнейшим свойством которых является совершенство кристаллов (слюда, асбест, пьезокварцевое сырье, драгоценный камень и др.). В качестве примера разберем генезис хризотил-асбеста.

Хризотил, как известно, очень широко распространен в природе, но хризотил-асбест образуется только в тех случаях когда кристаллизация происходит в свободных полостях.

Изучение всех союзных и некоторых зарубежных месторождений показало, что образование хризотил-асбеста всегда связано с воздействием на ультрабазит, проникавшим в него по тектоническим трещинам минерализованных вод, выделяемых гранитоидной магмой. При этом первоначально ультрабазит замещается вдоль путей движения растворов серпентином. При его охлаждении в связи с уменьшением объекта и наличии жесткого каркаса ультрабазитов в новообразованном серпентине образуются трещины усадки, которые заполняют насыщенным серпентиновым раствором — по терминологии Б. Я. Меренкова (1958) «асбогелем»; по законам геометрического отбора из такого геля кристаллизуется поперечноволокнистый асбест. Размер и количество трещин, возникающих в новообразовании серпентина, определяют длину асбестового волокна и количество асбеста. В серпентине, образующем узкие зоны среди сохранившихся ультрабазитов, появляется по одной мощной трещине, заполненной длинным волокном (руда сорта «отороченных жил»); в участках почти сплошной серпентинизации возникает много весьма мелких жил (руда сорта «мелкопрожил») и т. д.

Отмеченные особенности характерны для формирования жил хризотил-асбеста в серпентинизированных доломитах — в их контактах с гранитами или другими магматическими породами; так как контракция в этом случае вызывается только сокращением объема серпентина, то в некоторых офиокальцитах асбестовые жилки, достаточно мощные в серпентине, выклинивались по мере приближения к мрамору (Петров, Соколова, 1957).

Так как для осуществления контракции необходимо наличие жесткого каркаса, которым являются неизмененные участки ультрабазитового массива, можно считать, что незавершенность процесса изменения ультрабазитов под влиянием гидротермальных растворов — один из важнейших поисковых признаков на хризотиловый асбест.

ЛИТЕРАТУРА

Апатитовый сборник.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1968.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн. «Фосфориты СССР». Изд-во Геол. ком., 1936.

Будников П. П., Бобровник Д. П. Искусственная пемза из обсидианов Армении и ее использование для изготовления легких бетонов.— Керамика, 1939.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. Изд-во АН СССР, 1962.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1961.

Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования.— Труды Лаб. вулканол., 1958, вып. 13.

Воларович М. Н., Леонтьева А. А. Исследования вязкости обсидианов в связи с вопросом генезиса железа.— Докл. АН СССР, 1937, 17, № 8.

Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфорных месторождений СССР.— В сб. «Геология местного горно-химического сырья», 1959.

Данов А. В. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 88.

Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд-во «Наука», 1964.

Казаков А. В. Фосфоритные фации.— Труды НИУИФ, 1939, вып. 145.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.

Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы. Изд-во «Недра», 1966.

Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.

Магидович В. И. Полевошпатовое сырье, его генетические типы и принципы оценки. Изд-во «Наука», 1964.

Меренков Б. Я. Генезис хризотил-асбеста.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 22.

Набоко С. И. Образование озерной серы на вулкане Головнина.— Бюлл. Вулканол. станции, 1958, № 27.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.

Наседкин В. В., Петров В. П. Экспериментальное получение перлитовой структуры в вулканическом стекле.— Докл. АН СССР, 1962, № 2.

Петров В. П. Новые неметаллические полезные ископаемые.— Разведка недр, 1955, № 3.

Петров В. П. Образование и распределение в СССР перлита и других вулканических стекол.— В сб. «Производство и применение перлита». Госстройиздат УССР, 1963.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд-во «Недра», 1967.
Петров В. П., Соколова Л. А. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10.
Природные минеральные наполнители.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95.
Самойлов Я. В. Месторождения фосфоритов Эстонии.— Труды НИУ, 1923, вып. 21.
Смолин П. П. Киргитейское месторождение маложелезистого талька в Красноярском крае и вопросы генезиса новых промышленно генетических типов тальковых руд.— ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 63.
Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений серы.— В сб. «Геология местного горно-хим. сырья», 1959.
Страхов Н. М. Основы литогенеза, т. III, 1962.
Уклонский А. С. Петрогенезис серы и нефти. Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
Финько В. И. Халцедоны Зейско-Буреинской депрессии.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9.
Финько В. И., Магидович В. И. Фарфоровые камни Гусевского месторождения Приморского края.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 3.
Юшкин Н. П. Генетическая классификация самородной серы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 2.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АМФИБОЛОВЫХ АСБЕСТОВ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ю. К. АНДРЕЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних лет, посвященные минералогии, генетической типизации и рудноформационному анализу месторождений амфиболовых асбестов, позволили наметить зависимость между свойствами асбестового сырья и характером слагающих его минеральных видов, масштабами оруденения и генетическим типом месторождения, а также связь определенных генетических типов месторождений с определенными комплексами горных пород. Выявленные зависимости с определенной достоверностью могут быть использованы для решения прогноза, поисков и оценки месторождений.

Амфиболовые асбесты дают широкие возможности для сопоставления генетических особенностей и промышленной ценности месторождений. Это в первую очередь связано с широким проявлением в них гетеро- и изовалентного изоморфизма. Изоморфные замещения в амфиболовых асбестах объясняют зависимость между химическим составом амфиболовых асбестов и вмещающих горных пород. Ее существование очень важно для определения и характеристики генетических типов месторождений и рудных формаций этого ценного минерального сырья.

К настоящему моменту известны следующие разновидности асбестов: крокидолит — волокнистый аналог рибекита, родусит-асбест, магнезиоарфведсонит-асбест, рихтерит-асбест, тремолит-асбест, актинолит-асбест, амозит — волокнистый аналог куммингтонита, антофиллит-асбест. Перечисленные амфиболовые асбесты встречаются в связи с определенными комплексами горных пород: крокидолит и амозит — в железистых кварцитах и джеспилитах; родусит-асбест — в магнезиально-железистых песчано-алевролит-мергелистых отложениях; магнезиоарфведсонит-асбест — в магнезиально-железистых тальк-хлорит-карбонатных породах и магнезиальных скарнах; рихтерит-асбест — в известковых слабо скарнированных породах и в некоторых разностях нефелиновых сиенитов; тремолит- и актинолит-асбесты — в известковых скарнах и тальк-хлорит-карбонатных породах; антофил-

лит-асбест — в магнезиально-железистых метаморфогенных породах, образовавшихся за счет змеевиков.

Ознакомление с химическим составом амфиболовых асбестов показывает, что их характерными катионными компонентами являются Na, Mg, Ca, Fe^{2+} и Fe^{3+}. Характерны для амфиболов и амфиболовых асбестов OH и F. Все составные части амфиболов и их волокнистых разновидностей, по терминологии Вашингтона, являются «петрогенными», т. е. широко распространенными в различных горных породах. Установление механизма их поступления в область или зону асбестообразования важно для отнесения месторождений к тому или иному генетическому типу.

Амфиболы являются важной составной частью многих магматических пород: гранитов, диоритов, сиенитов и др. Экспериментальными работами (Григорьев, 1939; Островский, 1950) доказано, что в условиях кристаллизации из расплавов амфиболы возникают только при определенных порциальных давлениях водорода, из «сухих» расплавов кристаллизуются пироксены соответствующего состава.

Многочисленные геологические и петрографические наблюдения показали, что при образовании магматических пород никогда не возникают волокнистые разности амфиболов, называемые асбестами, хотя в экспериментальных условиях из расплавов шихты соответствующего состава и при замене OH на F удается получать амфиболовые асбесты (Ходзиме Сайто, 1954; Федосеев и др., 1966). Все известные в природе месторождения амфиболовых асбестов возникают только при активном участии термальных растворов.

Для прогнозирования и поисков месторождений амфиболовых асбестов наиболее целесообразна классификация, построенная как на генетическом, так и на формационном принципе. По генетическим особенностям можно выделить месторождения следующих генетических типов: альпийские, контактово-реакционные, инфильтрационные и метаморфогенно-метасоматические. Среди месторождений каждого генетического типа можно выделить несколько формаций.

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА

Актинолит-эпидотовая. Асбест представлен натрийсодержащими актинолитовыми и тремолитовыми разностями и встречается в жилах в ассоциации с актинолитом, эпидотом, клевеландитом, кварцем и аксинитом.

Месторождения приурочены к телам древних основных эффузивов и крупным дайкам авгитовых порфиритов в зеленокаменных породах, развитых в пределах древних синклинориев (типа зеленокаменного синклинория Урала), и консолидированным древним глыбовым поднятиям (типа Кокчетавской глыбы).

Образование асбестов связано с более молодыми (по отношению к вмещающим комплексам) интрузиями гранитоидов.

Родусит-альбитовая. Представлена родусит-асбестом, образующим секущие и послойные жилы, а также вкрапленность в аргиллитах, алевролитах и мергелях. В ассоциации с родусит-асбестом встречаются родусит, альбит, кальцит, барит, стронцианит, галенит, пирит, гематит.

Месторождения приурочиваются к комплексам пестроцветных ритмично переслаивающихся отложений засоленных лагун, сложенных аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мергелями. Для этих отложений характерно наличие вкрапленности гипса и галита. Глинистая составляющая горных пород представлена монтмориллонитом, а карбонатная — доломитом. Рудоносные пестроцветные толщи участвуют в строении мульдообразных прогибов в пределах межгорных впадин и краевых прогибов. Для таких толщ характерна интенсивная тектоническая нарушенность. Связь образования месторождений с магматизмом неясна.

ФОРМАЦИИ КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магнезиоарфведсонит-брейнеритовая. Магнезиоарфведсонит-асбест наблюдается в жилах в ассоциации с магнезиоарфведсонитом, кальцитом, магнетитом, хлоритом и брейнеритом.

Месторождения приурочены к змеевикам, залегающим в контакте с породами зонально построенного тальк-хлорит-карбонатного комплекса, образовавшимися при метасоматическом преобразовании змеевиков, а также к зонам тальк-хлорит-карбонатных пород. Характерно возникновение биметасоматических вермикулит-хлоритовых зон при замещении диоритов, залегающих в зонах тальк-хлорит-карбонатных пород. Метасоматические породы развиты в зонах глубинных разломов, проходящих в крупных змеевиковых массивах. Образование асбеста связано с углекислыми гидротермами гранитоидов, более молодых, чем змеевики.

ФОРМАЦИИ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Родусит-рибекитовая. Минерализация представлена родуситом, родусит-асбестом, магний-рибекитом, рибекитом, магний-крокидолитом, крокидолитом, куммингтонитом и куммингтонит-асбестом, которые образуют секущие жилы и встречаются в ассоциации с пиритом, магнетитом, альбит-олигоклазом, кварцем, биотитом, хлоритом, карбонатом и редкоземельными минералами. Месторождения приурочены к комплексам железистых кварцитов, филлитов и сланцев докембрийского

основания платформ. Возникновение месторождений связано с метасоматозом, обусловленным воздействием интрузий щелочных гранитоидов.

Магнезиоарфведсонит-эккерманитовая. Магнезиоарфведсонит-асбест образует жильные выполнения и вкрапленность и встречается в ассоциации с магнезиоарфведсонитом, эккерманитом, флюоритом, апатитом, флогопитом, магнетитом и редкоземельными минералами. Месторождения приурочены к доломитизированным скарнам областей развития метасоматоза, связанного с щелочными гранитоидами. Зоны асбестизированных пород располагаются в краевых частях протерозойского чехла платформ.

Рихтерит-немалитовая. Рихтерит и рихтерит-асбест наряду с рибекитом, тремолитом, актинолитом и тремолит-актинолитовым асбестом образуют секущие жилы и вкрапленность в ассоциации с доломитом, кальцитом, немалитом, пиритом, галенитом, блеклыми рудами, кварцем, флюоритом и флогопитом.

Месторождения приурочены к авгитовым сиенитам, а также к доломитам и доломитизированным известнякам, образующим чехол консолидированных участков древних платформ типа Алданского щита. Образование асбестов происходило в контакте названных карбонатных пород с многофазными щелочными интрузивами.

Актинолит-тальковая. Актинолит-асбест образует зоны и жилы в тальковых залежах, возникших за счет змеевиков вдоль зон разломов и трещиноватости; встречается в тесной ассоциации с тальком и карбонатами. Месторождения приурочены к змеевиковым массивам областей поднятий и прогибов внутри геосинклинальных зон. Асбестизация местами происходила в экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузивов и жил, но видимая связь ее с интрузивными телами во многих случаях отсутствует.

ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крокидолит-акмитовая. Асбест представлен крокидолитом, иногда крокидолитом и амозитом; образует послойные жилы и серии послойных жил («рифы»); характерна ассоциация с рибекитом, куммингтонитом, акмитом, магнетитом, биотитом и пиритом.

Месторождения приурочены к комплексам кварцевых роговиков, алевролитов, сланцев и доломит-сидеритовых горных пород, образующих часть чехла протоплатформ. Связь с магматизмом неясна.

Возникновение месторождений обусловливается процессами регионального метаморфизма.

Антофиллит-энстатитовая. Антофиллит-асбест образуется по породам оливин-энстатитового состава, возникшим за счет контактного воздействия гранитоидов на древние змеевиковые массивы, осуществленного в условиях регионального метаморфизма. Вторичные оливин-энстатитовые породы в дальнейшем замещались антофиллитом (обычно волокнистым), серпентином, тальком и карбонатом. Месторождения приурочены к областям развития гнейсовых комплексов и гранулитов в пределах геосинклинальных зон.

Сводная характеристика формаций амфиболовых асбестов дана в таблице.

Геологическая характеристика формаций и типов месторождений определяет районы поисков месторождений различных амфиболовых асбестов, отличающихся по условиям образования.

Количественная и качественная оценка месторождений минерального сырья в настоящее время осуществляется на основе детальной разведки (с последующим подсчетом запасов) и детальных технологических испытаний. Все это стóит очень дорого и занимает много времени.

На примере ряда месторождений амфиболовых асбестов можно продемонстрировать возможность довольно точного определения порядка запасов (тонны, сотни тонн, тысячи тонн, десятки тысяч тонн), исходя из принадлежности месторождения к тому или иному генетическому типу.

Имеется реальная возможность количественной оценки запасов месторождений по количественной оценке процессов, сопутствующих рудообразованию. Такие расчеты для месторождений амфиболовых асбестов связаны с возможностью определения количества основных рудообразующих компонентов, поступающих в сферу рудообразования, так как в подавляющем большинстве случаев эти компоненты заимствуются из вмещающих пород.

В качестве примера может быть рассмотрено контактово-реакционное месторождение магнезиоарфведсонит-асбеста (Андреев, 1959), которое образуется за счет натрия спессартита в среде с достаточным количеством магния, железа и кремния. Дефицитный натрий поступает в сферу асбестообразования при замещении спессартита хлоритом (биметасоматические реакции между змеевиком и спессартитом происходили под влиянием более поздних углекислых термальных растворов). Количество образующегося амфиболового асбеста определяется количеством натрия, освобождающегося при хлоритизации спессертита; примерно $^1/_{10}$ этого натрия фиксируется в асбесте, остальное количество выносится из зоны асбестообразования. Количество натрия, поступающего в растворы, можно приблизительно рассчитать на основании сопоставления мощностей различных зон в разрезе месторождения. Если запасы контактово-реакционного

Месторождения	Рудная формация	Характер структурно-тектонических единиц, к которым приурочены месторождения	Вмещающие породы
	Актинолит-эпидотовая	Древние синклинории (типа зеленокаменного синклинория Урала) или консолидированные древние глыбовые поднятия (типа Кокчетавской глыбы)	Тела основных древних эффузивов и крупные дайки авгитовых порфиритов в зеленокаменных породах
Альпийского типа	Родусит-альбитовая	Межгорные впадины, передовые и краевые прогибы	Пестроцветные, ритмично переслаивающиеся толщи, сложенные аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мергелями. Глинистая составляющая — монтмориллонит, карбонат-доломит
Контактово-реакционные (биметасоматические)	Магнезиоарфведсонит-брейнеритовая	Зоны глубинных разломов в крупных змеевиковых массивах	Апогарцбургитовые змеевики и тальк-хлорит-карбонатные породы, образовавшиеся при их метасоматическом преобразовании. Характерно возникновение вермикулита и хлорита при замещении диоритов, залегающих в зонах тальк-хлорит-карбонатных пород
Инфильтрационные	Родусит-рибекитовая	Древнее докембрийское кристаллическое основание платформ	Комплекс железистых кварцитов, филлитов и сланцев
	Магнезиоарфведсонит-экермanитовая	Краевая зона протерозойского чехла платформы	Доломитизированные известняки, доломиты и возникающие по ним магнезиальные скарны
	Рихтерит-немалитовая	Консолидированные участки древних платформ типа Алданского щита	То же
	Актинолит-тальковая	Региональные прогибы и поднятия внутри геосинклинальных зон (типа Уралтау)	Змеевики оталькованные и карбонатизированные, комплекс апозмеевиковых тальк-карбонатных пород
Метаморфогенно-метасоматические	Рибекит-акмитовая	Чехол протоплатформы	Комплекс кварцевых регозиков, алевролитов, сланцев и доломит-сидеритовых пород
	Антофиллит-энстатитовая	Региональные поднятия внутри геосинклинальных зон. Нижний структурный этаж (гранулитовые фации)	Вторичные оливин-энстатитовые породы, антофиллитизированные, оталькованные и карбонатизированные

месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста принять за единицу, то запасы месторождений родусит-асбеста альпийского типа превысят их примерно в десять раз, так как количество натрия, который может поступать в сферу рудоотложения в месторождениях родусит-асбеста, более чем в десять раз превышает его ко-

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АМФИБОЛОВЫХ АСБЕСТОВ

Связь с магматизмом	Минералы ассоциации, сопутствующие асбестам	Минеральный вид полезного ископаемого	Форма рудных тел
Связаны с более молодыми интрузиями гранитоидов	Актинолит, эпидот, клеверландит, кварц, горный хрусталь, кальцит, аксинит	Актинолит-асбест, тремолит-асбест (с незначительным содержанием натрия)	Жильные тела (часто сложной формы)
Связь с магматизмом неясна	Родусит, альбит, кальцит, барит, стронцианит, галенит, пирит, гематит	Родусит-асбест	Секущие и послойные жилы, зоны вкрапленности
Приурочены к зонам циркуляции углекислых гидротермальных растворов, связанных с более молодыми интрузиями гранитоидов	Магнезиоарфведсонит, кальцит, брейнерит, хлорит, магнетит	Магнезиоарфведсонит-асбест	Жильные тела
Связаны с магматической деятельностью более молодых (щелочных) гранитоидов	Родусит, магний-рибекит, рибекит куммингтонит, пирит, магнетит, альбит-олигоклаз, кварц, биотит, хлорит, карбонат, редкоземельные минералы	Родусит, родусит-асбест, магний-крокидолит, крокидолит, куммингтонит-асбест	Преимущественно секущие жилы
Находятся в контактах в щелочных гранитоидах и в зонах связанного с ними минералообразования	Магнезиоарфведсонит, эккерманит, флюорит, апатит, флогопит, магнетит, редкоземельная минерализация	Магнезиоарфведсонит-асбест	Жилы и зоны вкрапленности
Приурочены к контактовым зонам многофазных щелочных интрузий	Рихтерит, тремолит, актинолит, рибекит, доломит, кальцит, немалит, пирит, галенит, блеклые руды, кварц, флюорит, флогопит	Рихтерит-асбест, тремолит-асбест, актинолит-асбест	То же
Приурочены к зонам контактов с жилами комагматических пород кислого, реже основного состава или к зонам минералообразования близ гранитоидных интрузий	Хризотил, антигорит, тальк, кальцит, брейнерит, доломит, актинолит-асбест, хлорит, гидробиотит, магнетит	Актинолит-асбест	Жилы
Связь с магматическими комплексами	Рибекит, куммингтонит, акмит, магнетит, биотит, пирит	Крокидолит, амозит	Послойные жилы и серии послойных жил («рифы»)
Приурочены к зонам контактового воздействия интрузий гранитоидов в условиях регионального метаморфизма	Энстатит, оливин, хризотил, антигорит, антофиллит-асбест, тальк, брейнерит, магнетит	Антофиллит-асбест	Линзовидные зоны и зоны вкрапленности антофиллит-асбеста

личество, участвующее в образовании месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста.

Сопоставление запасов месторождений с количеством определяющего элемента, в данном случае натрия, который мог поступать в сферу рудообразования, свидетельствует о возможно-

сти приближенного определения запасов сырья на основании анализа процессов минералогического преобразования горных пород, служащих источниками основных рудообразующих элементов, особенно дефицитных.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю. К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 39.

Андреев Ю. К. Генетические типы месторождений щелочно-амфиболовых (голубых) асбестов как основа их поисков.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Григорьев Д. П. Искусственное получение амфиболов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1939, ч. 68, вып. 2.

Островский И. А. Опыты по получению искусственного гидроксил-амфибола.— Труды ИГН АН СССР, серия петрограф., 1950, вып. 86, № 39.

Федосеев А. Д., Григорьева Л. Р., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты.— В сб. «Природные и синтетические асбесты». М.— Л., изд-во «Наука», 1966.

Ходзиме Сайто. Синтез амфибол-асбеста.— Кагаку-но Рекки, 1954, № 8—10.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРИРОДА ПРОМЫШЛЕННЫХ СВОЙСТВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ

В. В. НАСЕДКИН

ВВЕДЕНИЕ

Детальное изучение промышленных свойств стекловатых водусодержащих горных пород, их геолого-петрографических, физико-химических и генетических особенностей в СССР впервые было начато в ИГЕМ в 1954 г. (Петров, 1955). За прошедшие годы вследствие интенсивной работы геологических и технологических организаций и научно-исследовательских институтов в нашей стране создана перлитовая промышленность.

Водусодержащие вулканические стекла в настоящее время занимают прочное положение в списке вулканических пород (пемза, туф и т. д.), используемых в промышленности. В 1966 г. в СССР было добыто около 500 тыс. *т* стекловатых пород (перлит, пемза, обсидиан и др.), в том числе 100 тыс. *т* перлитов. Остальное составляет пемзовидное стекло, применяемое как естественный заполнитель и пемза. С каждым годом сфера применения перлита в отечественной промышленности расширяется. Его используют для получения легких заполнителей, теплоизоляторов, фильтропорошков, в металлургический и абразивной промышленности. В США перлит вытесняет сходные по свойствам вулканические породы. С 1956 по 1960 г. в этой стране ежегодно добывалось в среднем 360 тыс. *т* перлита, в 1965 г. — 453 тыс. *т*; соответственно производство пемзы и пуммицита уменьшилось с 771 до 435 тыс. *т*.

Настоящая статья посвящена характеристике двух основных разновидностей вулканических стекол — перлита и обсидиана.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленно-генетические типы

Перлиты и обсидианы генетически и пространственно связаны с наземными вулканическими извержениями. Наиболее часто они образуют потоки, ответвляющиеся от центрального вулканического тела, или экструзивные купола.

Потоки связаны с крупными полигенными вулканами или с экструзивами. Известны переходы экструзивов (в краевых частях) в потоки (Ардов в Закарпатье). Потоки могут экструдировать из-под оснований экструзивного купола. Протяженность потоков, связанных с экструзивными куполами, обычно не превышает 4—5 *км*, мощности их — от 5—10 до 150—200 *м*. В СССР известно только одно месторождение стекловатых пород, образующих потоки, которое связано с весьма сложно построенным вулканическим аппаратом (Артени в Армении); длина потоков 5—8 *км*, мощность 50—150 *м*.

Экструзивные купола в плане имеют округлые очертания. Обычно они четко выделяются в рельефе из-за крутых склонов. Относительная высота куполов 100—800 *м*, диаметр варьирует от 0,5 до 15 *км*. Диаметр гигантского Джрабер-Фонтанского экструзива (Армения) 12 *км*, диаметр экструзива горы Пеликан (Закарпатье) — 400—500 *м*. Форма куполов зависит от реологических свойств лавы во время извержения. Некоторые купола образуются в две или несколько фаз. Экструзивные тела с крутыми склонами образуются из вязких лав.

Петрографические разновидности сырья

Промышленное применение вулканических стекол основано на их способности вспучиваться при обжиге до 1000—1200° с 10—15 кратным увеличением в объеме. Стекловатые породы ранее классифицировались по различным признакам: пористости, полосчатости, степени кристаллизации, наличию или отсутствию перлитовой отдельности и т. д. Но в настоящее время наиболее широкое признание получила классификация, в основу которой положено содержание в стекле воды. Правомочность этого классификационного признака показана последними работами, в которых установлена связь текстурных элементов и некоторых физико-химических особенностей стекла с содержанием в нем воды. В частности, было показано, что перлитовая отдельность возникает в стекле в результате его вторичной гидратации (Наседкин, Петров, 1962). Гидратированные стекла, содержащие 1—7% воды, принято называть перлитом; вулканические стекла, в которых содержится менее 1% воды, называют обсидианом.

Наилучшими технологическими свойствами обладают перлиты, содержащие 2,5—3% воды. Для выделения ее избыточного количества многоводные стекла обычно подвергают обжигу при 300—350° (Будников, Полинковская, 1958). Технологические свойства перлитов зависят также от количества и характера кристаллических образований в них. Содержание относительно крупных кристаллических включений типа интрателлурических вкрапленников может достигать 25—30%. Особенно отрицательно на качество перлита, вспученного в шахтной печи, влияет

примесь тонкодисперсных кристаллических образований; они вызывают резкое увеличение объемного веса при вспучивании. Содержание этих включений в исходной породе не должно превышать 15% (Наседкин, Явиц, 1962). Пригодные для получения вспученных продуктов перлиты имеют различные окраски и текстуры (массивные, пористые, полосчатые и т. д.).

Химический состав стекол

Способностью вспучиваться обладают кислые вулканические стекла. Химический состав наиболее типичных разновидностей перлитов представлен в таблице. Многие стекла содержат газы. Удельное газосодержание 3—28 $см^3$.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КИСЛЫХ СТЕКОЛ НАИБОЛЕЕ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР (в вес. %)

Компоненты	1*	2*	3*	4*
SiO_2	73,63	72,35	73,20	69,39
TiO_2	0,05	Не обн.	0,08	0,12
Al_2O_3	13,19	13,38	13,08	13,69
Fe_2O_3	0,70	2,12	2,21	1,20
FeO	Не опр.	Не обн.	0,12	0,38
MnO	» »	0,01	0,01	Не обн.
MgO	0,73	0,40	0,26	0,19
CaO	1,05	1,52	2,04	1,14
Na_2O	4,13	3,63	4,26	3,03
K_2O	5,07	3,89	2,61	4,65
H_2O^+	1,62	2,45	1,63	5,18
H_2O^-	0,00	0,00	0,58	1,37
Сумма . .	100,17	99,75	98,08	100,34

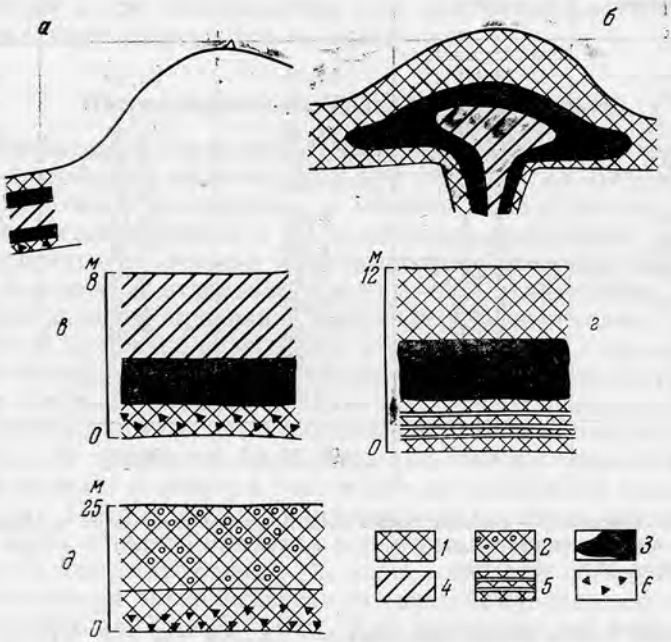
* Месторождения: 1— Кечалдаг (Азерб. ССР), 2— Артени (Арм. ССР), 3— Ардов (Закарпатье), 4— Мухор-Тала (Забайкалье).

Аналитик М. Г. Замуруева.

В составе газов обнаруживаются CO_2, N_2, H_2, He, Ne, Ar. Распределение газов в стекле неравномерное, иногда струйчатое (в потоках вулкана Артени). Сравнение химических составов вулканических стекол и гранитов показывает, что первые в большинстве случаев отличаются бо́льшим содержанием щелочей и несколько меньшим — окислов железа и окиси кальция. На диаграмме ортоклаз — альбит — кварц кислые вулканические стекла попадают в поле аплит-пегматита.

Зональность вулканических тел

Стекловатые породы обычно образуют зоны закалки в краевых частях даек, потоков, куполов. Образование таких зон вызвано резким охлаждением расплава. Различия температуры в направлении, грубо перпендикулярном к охлаждающей поверхности, вызывают формирование зональных потоков и куполов. Различные типы зональных вулканических тел представлены на фиг. 1. Пример полно выраженной зональности — южная краевая часть экструзива горы Гядис (фиг. 1, *а*). На расстоянии около 2—3 *км* по склону от вершины наблюдается переход купола в поток. Мощность тела достигает 200 *м*. Снизу вверх выделяются зоны: обсидиановой брекчии, сменяющейся массивным обсидианом (нижняя зона закалки, 5—10 *м*); полнокристаллического тонкополосчатого липарита (60—80 *м*); полосчатых полустекловатых пород (до 50—60 *м*); обсидиана, постепенно



Фиг. 1. Типы зональных вулканических тел

а — переход купола в поток в краевой части экструзива: гора Гядис (Армения); *б* — зональный купол, гора Кечалдаг (Азербайджан); *в* — зональный поток, северная окраина с. Мужиево (Закарпатье); *г* — зональный поток к юго-западу от главной вершины горы Артени (Армения); *д* — перлитово-обсидиановый поток района Артени (Армения): *1* — массивное стекло (перлит, обсидиан), *2* — пористый пемзовидный перлит, *3* — полустекловатая порода (тонкополосчатый липарит, сферолитовый обсидиан); *4* — кристаллический липарит, *5*—обсидианово-перлитовая полосчатая порода, *6*—стекловатая брекчия

переходящего в пористый перлит (верхняя зона закалки, 40—60 *м*). Поток аналогичного строения ранее описан В. П. Петровым (1961). Примером зонально построенных экструзивных куполов может служить гора Кечалдаг (Азербайджан, фиг. 1, *б*). Для мужиевского потока (Закарпатье, фиг. 1, *в*) характерно наличие только нижней зоны закалки (верхняя отсутствует); на границе зон липарита и перлита развиты полустекловатые породы. Весьма своеобразное строение имеют потоки, идущие от кратера от центра Артени (Армения) в западном и юго-западном направлениях. На фиг. 1, *г* показан разрез потока мощностью 12 *м*, в котором зона кристаллического липарита отсутствует. Центральная часть потока сложена полустекловатым полосчатым липаритом; верхняя зона представлена массивным перлитом, нижняя — стекловатой породой. Для нижней зоны характерно чередование полос перлита с полосами обсидиана, которые имеют четковидное строение. Толщина обсидиановых полос 0,1—5 *см*. На фиг. 1, *д* изображен поток, целиком состоящий из стекла. Его верхняя (16—18 *м*) часть образована пористым перлитом, нижняя — состоит из обсидиана. Наблюдается постепенный переход перлита в обсидиан.

Стекло образуется в наиболее быстро охлаждающихся частях вулканических тел. Между зоной липарита наиболее раскристаллизованной части потока или купола и зоной закалки всегда наблюдаются полустекловатые породы. Это или тонкополосчатые липариты, в которых стекло чередуется с кристаллическими образованиями, или сферолитовые породы. Верхняя часть зоны закалки обычно сложена пористыми пемзовидными разновидностями, нижняя — массивным стеклом; переход между ними постепенный.

Минеральный состав

Интрателлурические вкрапленники, характеризующие глубинный этап кристаллизации расплава, представлены плагиоклазом, кали-натровым полевым шпатом, моноклинным и ромбическим пироксенами, кварцем, биотитом, реже амфиболом, оливином и гранатом. К минералам поверхностной стадии кристаллизации относятся кали-натровый полевой шпат, тридимит, кристобалит, амфибол, слюда, магнетит. Кали-натровый полевой шпат, тридимит и кристобалит образуют основную массу породы. Амфибол и слюда наряду с тридимитом и кристобалитом более поздних генераций выполняют пустоты. Автором совместно с Т. А. Зиборовой установлено, что сначала образуются санидин и тридимит. Позже образуется ортоклаз, тридимит становится все более неупорядоченным. Эксперименты автора и Ю. С. Геншафта показали, что стекло даже при давлении 5—10 *кбар* при значительных выдержках кристаллизуется при температуре порядка 450—500°; при этих давлениях образуются

кварц и кали-натровый полевой шпат. В условиях, близких к поверхностным, при аналогичных температурах может происходить кристаллизация кристобалита и тридимита совместно с кали-натровым полевым шпатом. Процесс завершается образованием минералов на стенках пустот; при этом происходят частичная перекристаллизация и растворение минералов основной массы.

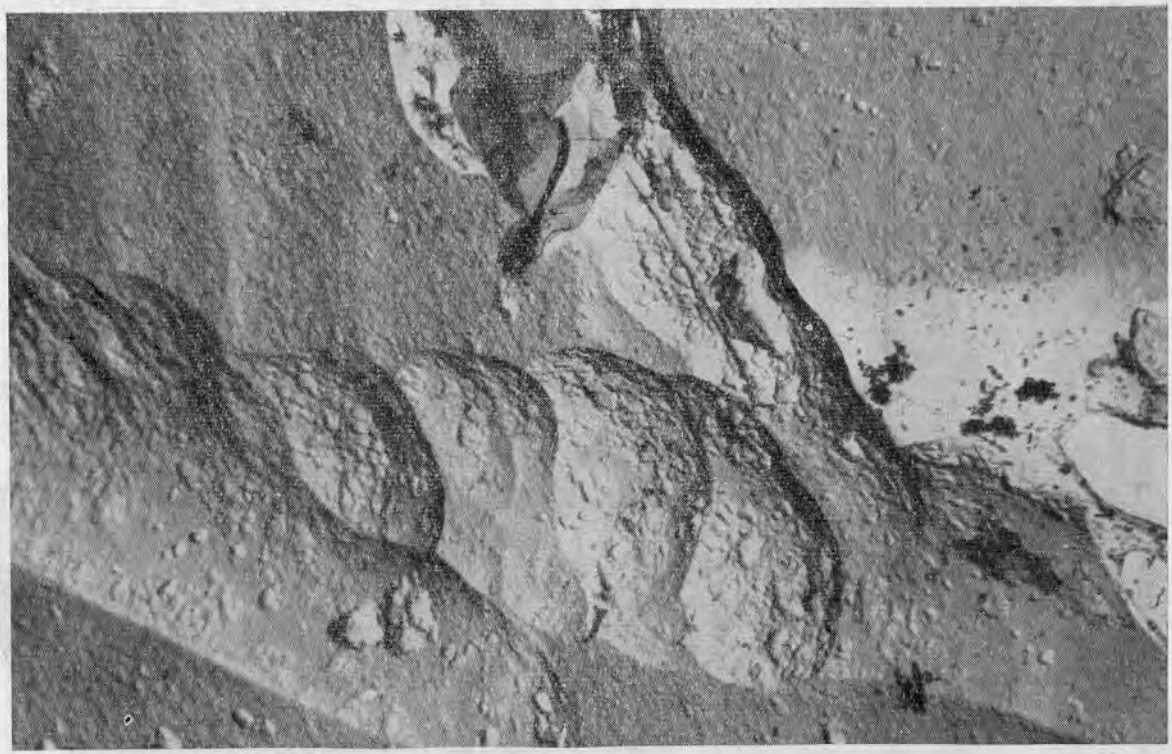
Кристаллические образования основной массы липаритов отличаются весьма несовершенной огранкой. В центральных частях зональных тел, для пород которых характерна фельзитовая структура, размеры отдельных кристаллов не превышают десятых и сотых долей микрона. Ближе к зонам закалки в породах появляются аксиалитовые и сферолитовые образования. Полустекловатые породы нередко тонкополосчатые. Некоторые состоят из сферолитов, окруженных стеклом. Электронномикроскопические и рентгеновское исследования показали, что сферолиты состоят из индивидов (0,1—100 *мм*) кали-натрового полевого шпата, между которыми расположены кристаллики тридимита.

Строение вулканического стекла

Полосчатость, или флюидальность, пород, признаки которой наблюдаются и в электронномикроскопических препаратах (фиг. 2, 3), подтверждает предположение о струйчатости расплава. Смежные полосы, судя по результатам газового анализа, по-видимому, обладали различной способностью удерживать летучие. Вследствие струйчатого распределения летучих в расплаве после его остывания образуются полосчатые пемзовидные стекла, ленточные липариты и т. п. Неоднородное распределение летучих сказывается на технологических свойствах перлитов. Охарактеризованные особенности тонкого строения вулканических стекол соответствуют данным о скоростях ультразвуковых волн в различных направлениях (Наседкин, Зиборова и др., 1969).

Вода вулканических стекол

Изучение стекол методами ИКС и ДТА показало, что в них присутствуют H_2O и гидроокислы. Их положение в структуре стекла определяется физико-химическими особенностями его формирования и существования. Например, повышение давления до 25 *кбар* вызывает увеличение в расплаве одиночных гидроксильных групп, по-видимому, входящих в структуру стекла. Гидроксильные группы входят в стекло и при низкотемпературной гидратации, но в этом случае, очевидно, без разрыва кремнекислородных связей (Мануйлова и др., 1962; Наседкин и др., 1969). В вулканическом стекле вода выполняет, вероятно, каналы или пустотки молекулярного размера между алюмо-



Фиг. 2. Электронномикроскопический снимок полосчатого обсидиана (купол горы Кечалдаг, Азербайджан). Угольная двухступенчатая реплика. Снято Л. М. Гороховой. Увел. 11 000. Видно ориентированное положение полусфер



Фиг. 3. Обсидиан с флюидальной текстурой. Полосчатость обусловлена линейными обособлениями агрегатов рудного минерала и тридимита. Полир. пластинка. Натур. вел.

кремнекислородными тетраэдрами. Вдоль стенок каналов располагаются также водородносвязанные гидроксилы. Кроме этого, в стекле присутствуют гидроксильные группы, выполняющие роль мостков между алюмосиликатными группировками (Мануйлова и др., 1962).

В предыдущих работах (Наседкин, Панеш, 1967; Наседкин, 1963) было показано, что большая часть воды входит в стекло после его образования. В результате гидратации обсидиан превращается в перлит. Геологические факты свидетельствуют о проявлении гидротермальной и экзогенной (низкотемпературной) гидратации. При ее незавершенности вода распределяется в стекле неравномерно, возникают весьма сложные образования обсидиан-перлитового типа. В процессе вторичной гидратации H_2O и OH могут входить в стекло без разрыва связей силикатного каркаса. Однако длительная гидратация может вызывать в стекле структурные превращения (Наседкин, Панеш, 1967).

Особенности вулканизма

В разрезе вулканических толщ можно выделить две группы кислых вулканических образований. Породы первой группы связаны с крупными вулканическими комплексами, главным образом основного и среднего составов, и, по-видимому, являются дифференциатами основной магмы; примерами могут служить вулканические стекла Арагацкой вулканической провинции (Армения) и некоторые вулканические породы Закарпатья (Герцовское и др.). Образование пород второй группы связано с кислым вулканизмом. Таковы породы системы экструзивов Береговского холмогорья (Закарпатье), Ахтинского, Верин-Талинского и Сиссианского районов (Армения), Кельбаджарского района (Азербайджан) и др.

Особенностью месторождений первой группы является химическое родство последних с породами окружающих вулканических комплексов. Эффузивные и экструзивные тела, как правило, сложены породами дацитового состава, которые могут содержать повышенное количество окислов железа и CaO; магматический источник, очевидно, имеет глубинное происхождение.

Проявления кислого вулканизма второй группы характерны для районов широкого развития вулканических явлений. Очагами его следует считать участки земной коры, в пределах которых в силу тектонических причин наблюдается миграция тепла в верхние структурные этажи. Магматические очаги, по-видимому, зарождаются на глубинах порядка 10—15 *км*; силикатные расплавы имеют палингенное происхождение. С вулканизмом этого типа связаны крупные вулканические тела. Вулканические стекла имеют липаритовый состав. Некоторые разновидности отличаются аномально низким содержанием окислов железа.

ВЫВОДЫ

Наилучшей вспучиваемостью обладают гомогенные относительно слабо гидратированные перлиты, содержащие до 2,5—3 % воды. Если ее распределение резко неравномерное, стекло вспучивается недостаточно полно или при повышении температуры обжига перлиты спекаются. В обоих случаях получается материал низкого качества. В зависимости от положения в той или иной зоне вулканического тела перлиты имеют различные структурные особенности. Пористые пемзовидные стекла большей частью тяготеют к верхам куполов и потоков. При обжиге из них получается материал, обладающий весьма низкой прочностью.

Полосчатое строение стекла обусловливает его избирательную гидратацию и неоднородность по содержанию летучей фазы. В противоположность этому перлитовая отдельность способствует появлению пор и благоприятно сказывается на технологических свойствах стекла.

Плохо вспучиваются перлиты с большим количеством кристаллических включений (центральные части зональных тел) и перлиты, подвергшиеся воздействию вторичных процессов (монтмориллонитизация, цеолитизация и т. п.).

ЛИТЕРАТУРА

Будников П. П., Полинковская А. И. Исследование вулканических водосодержащих стекол и продуктов их вспучивания.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 2.

Мануйлова Н. С., Варшал Б. Г., Майер А. А. Исследование структуры и некоторых физико-химических свойств перлитов.— Труды республ. НИИ строит. мат., 1962, № 25.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.

Наседкин В. В., Зиборова Т. А., Короткова О. Н., Санина Е. А., Геншафт Ю. С. Исследование строения и физических свойств водосодержащих стекол.— В сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла, его свойства и применение». Изд-во «Наука», 1969.

Наседкин В. В., Панеш В. И. Гидроксил и вода в некоторых разновидностях природных и искусственных силикатных стекол.— В сб. «Водные вулканические стекла и поствулканические минералы», 1967.

Наседкин В. В., Петров В. П. Экспериментальное получение перлитовой структуры.— Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 2.

Наседкин В. В., Явиц И. Н. Фазовая неоднородность вулканического стекла и ее влияние на качество вспученного перлита.— В сб. «Труды V Совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии», 1962.

Петров В. П. Новые виды неметаллических полезных ископаемых.— Разведка и охрана недр, 1955, № 2.

Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.

О ПРИРОДЕ ВЗАИМОЗАВИСИМОСТЕЙ СОСТАВА, СВОЙСТВ, ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РУД И ПРОМЫШЛЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТАЛЬКА

П. П. СМОЛИН

ВВЕДЕНИЕ

Тальк — наиболее характерный представитель неметаллических полезных ископаемых, способы обогащения, переработки и использование которых определяются как составом, так и физическими свойствами руд и их главного компонента. В ряде случаев ценные свойства конечных промышленных продуктов, специфичность использования и малозаменимость сырьем из других месторождений или иными полезными ископаемыми определяются тонкими особенностями талька.

В последнее десятилетие в СССР открыты и разведаны новые уникальные по масштабам и качеству сырья месторождения талька, выявлены принципиально новые особо ценные промышленно-генетические типы его руд. В настоящее время по разведанным запасам талькового сырья наша страна занимает первое место в мире, а по его производству — третье (после Японии и США). Интенсивное развитие потребления талька в ближайшие годы при наличии уже разведанной крупной сырьевой базы выдвигает на первый план не столько поиски новых месторождений, сколько более рациональное использование ценных свойств сырья, которое в сильнейшей мере зависит от правильного понимания его промышленных характеристик. Этому вопросу посвящена настоящая статья.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Тальковая промышленность СССР, зародившаяся в 1925 г., долгое время базировалась исключительно на месторождениях низкокачественных железистых апогипербазитовых руд, преимущественно уральских. В первое послевоенное десятилетие были разведаны крупные месторождения апокарбонатных безжелезистых тальковых руд (Светлоключское месторождение, Онотское тальконосное поле). С конца 50-х годов работы по изучению тальковой сырьевой базы ведутся в отделе неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР, сотрудниками которого были детально изучены все главные месторождения и тальконосные провинции, как ранее известные, например, месторожде-

ния Карелии (Делицин, 1961) и Миасской тальконосной провинции (Безруков, 1961, 1962), так и открытые, и освоенные в результате работ ИГЕМ АН СССР месторождения Удерейской (Наделяев, Смолин, 1958; Смолин, 1961) и Каратаусской (Гапеев, 1962, 1965) провинций. Проведенные исследования позволили разработать новую концепцию генезиса промышленных концентраций талька в условиях контактово-реакционного метасоматоза при региональном метаморфизме, что в свою очередь дало возможность выявить региональные и локальные факторы размещения промышленных месторождений талька различных типов и произвести прогноз тальконосности на всей территории СССР и в пределах наиболее важных регионов (Наделяев, Смолин, 1958; Смолин, 1960, 1962).

К теме настоящего сообщения имеют отношение следующие результаты исследований по тальковому сырью.

1. Предложены генетическая типизация и характеристика тальковых руд в зависимости от особенностей контактово-реакционного метасоматоза, состава замещаемых пород и общего состава вмещающих толщ (Неделяев, Смолин, 1958; Смолин, 1960, 1962; Безруков, 1962; Гапеев, 1965).

2. Выявлены и описаны тальковые руды нового особо ценного промышленно-генетического типа: порошковатые талькиты древней коры выветривания — главный вид талькового сырья в настоящее время (Смолин, 1961; Гапеев, 1965).

3. Изучены вариации химического состава талька и отмечены некоторые его соотношения с особенностями кристаллической структуры и генезисом минерала; указана зависимость от состава практически важных свойств талька (Смолин, 1965, 1967).

4. Выявлены и интерпретированы соотношения состава талька некоторых конкретных крупных месторождений с главными показателями получаемой из него стеатитовой керамики (Полякова, Смолин, Эйделькинд, 1960; Аветиков, Зинько, Смолин, 1962).

5. Даны рекомендации по направлениям развития тальковой сырьевой базы и использования талька (Смолин, 1962, 1963), по улучшению технологии добычи, переработки и опробования (Смолин, 1961, 1963) с учетом зависимостей свойств сырья от генетических типов руд.

При наличии в СССР месторождений существенно мономинеральных тальковых руд особое значение приобретает изучение тонких химико-технологических особенностей талька. Между тем его использование в некоторых случаях, например в качестве специфического абсорбента, развитое в США, основано лишь на эмпирически выявленных свойствах, природа которых недостаточно ясна. Исследования в этой области только начаты; ниже изложены обоснования для их проведения и некоторые первые результаты.

ГЛАВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ ПОРОД

Древнейшее использование талька, основанное на его мягкости, огнеупорности или сочетании этих свойств,— изготовление резных изделий и жаростойкой посуды; такое использование и до сих пор определяет выделение главных типов талькового сырья. В СССР с 30-х годов, помимо существенно тальковых руд, выделяют тальк-магнезитовый и тальк-хлоритовый (горшечный) камни, которые пригодны для получения цельнопильных изделий. И если тальк-хлоритовые камни в настоящее время не используются, то тальк-магнезитовые камни сохранили свое значение для производства цельнопильного тальк-магнезитового кирпича, в основном для облицовки цементных печей, а также для получения флотированного талька и в молотом виде без обогащения — как наполнитель инсектофунгицидов. В США по использованию талька выделяются: 1) наиболее высококачественное сырье — блоковый тальк стеатитового качества, почти мономинеральная тальковая порода, пригодная для выпиливания ответственных деталей (изоляторы электронной аппаратуры и т. п.); 2) «тальк» — магнезиально-силикатная порода, в которой тальк присутствует в самых различных количествах, пригодная для традиционного использования в молотом виде и 3) мыльный камень, приблизительно соответствующий камням нашей номенклатуры как по составу, так и по признаку пригодности для получения цельнопильных изделий.

Новым видом талькового сырья являются порошковатые талькиты, запасы которых в СССР весьма значительны. Они пригодны к использованию в качестве молотого талька в естественном виде без всякой переработки и облагораживания. Добыча порошковатых талькитов может производиться новыми высокоэффективными способами — гидравлическими и, возможно, пневматическими.

Официальная маркировка талькового сырья в настоящее время не отвечает увеличивающемуся разнообразию сырья и возросшим требованиям промышленности к его качеству (Смолин, 1963). Ее усовершенствование должно основываться на тщательном изучении промышленных характеристик талькового сырья разных типов.

С учетом наиболее целесообразного развития тальковой промышленности можно выделить следующие главные промышленные типы тальковых руд: 1) тальк-магнезитовые камни весьма однородного состава, образующие очень крупные месторождения и пригодные для высокомеханизированной добычи с получением большого количества товарных продуктов среднего качества, но однородного состава, а при условии комплексного использования — также магнезитовых, никелевых и, может быть, других концентратов; 2) высококачественные талькиты апокарбонатных

месторождений, особенно пелитотальки кор выветривания, образующие крупные месторождения и пригодные для получения наиболее ценных продуктов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ РУД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные скопления талька связаны только с серпентинитами дунит-гарцбургитовой формации (апогипербазитовые месторождения) и метаморфизованными доломитами (аподоломитовые месторождения). Указания на приуроченность его месторождений к известнякам или глинистым сланцам оказались ошибочными. Все месторождения талька приурочены к складчато-деформированным и метаморфизованным комплексам; его выделения в соленосных толщах и карбонатных породах, прошедших стадию эпигенеза, имеют лишь минералогический интерес. Представления о возникновении месторождений талька в результате привноса кремнезема в магнезиальные породы из гранитной магмы не согласуются с нахождением его промышленных сингенетичных концентраций в регионально-метаморфизованных толщах. Отмеченное в литературе талькообразование в связи с воздействием гранитоидов представляет слабое оталькование магнезиальных скарнов, а в других случаях месторождения талька являются более ранними (реже более поздними) по отношению к гранитоидам: очень крупные Светлоключское и Алгуйское месторождения в Горной Шории ассоциируют с крупными гранитными массивами, но в первом из них в гранитах имеются ксенолиты тальковых пород, а во втором интрузивные породы имеют девонский возраст, тогда как скопления талька подверглись тектоническим воздействиям в докембрийское время. В других случаях граниты, считавшиеся источником кремнекислых гидротерм, несомненно, дорудные и точно так же, как алюмосиликатные парапороды, пассивно метасоматически десилицируются, превращаясь в хлорититы, серпентин- и тальк-хлоритовые породы (например, Онотское тальконосное поле).

Имеющиеся данные, несомненно, показывают, что новые промышленные месторождения талька следует искать не в пространственной связи с гранитоидами, а в определенных регионально-метаморфических толщах. Так, в старейшей Миасской тальконосной провинции, где развиты формации, претерпевшие региональный метаморфизм (фация зеленых сланцев), из более чем ста месторождений и значительных проявлений талька около семидесяти наблюдаются вне связи с гранитоидами и представляют собой реакционно-метасоматические образования на контакте серпентинитов и стратифицированных алюмосиликатных параметаморфических пород. В Красноярском Заангарье на расстоянии в десятки километров от крупнейшего Киргитейского месторождения отсутствуют выходы изверженных пород, а в

тальковых рудах отсутствуют какие-либо элементы-примеси, не встреченные во вмещающих породах. Изофациальность или близость парагенезисов тальковых месторождений и вмещающих толщ позволила предложить концепцию массового контактово-реакционного отальковання в процессе регионального метаморфизма. Промышленные месторождения талька формируются в толщах зеленосланцевой фации (иногда ступени аспидных сланцев) в условиях нарастания температур и в толщах амфиболитовой фации при регрессивном метаморфизме. Наиболее убедительное подтверждение справедливости рассматриваемой концепции — открытие крупнейших месторождений Западно-Прибайкальской тальконосной провинции и Алгуйского месторождения в регионах, для которых были сделаны прогнозы. В Западном Прибайкалье, где талькопроявления ранее не описывались, в пределах района, выделенного на прогнозной схеме тальконосности СССР, прослежены мощные горизонты талькитов протяженностью более 400 *км*. Важно подчеркнуть, что в пределах этой провинции отсутствуют проявления магматизма моложе эпохи отложения толщ, включающих тальконосные горизонты. Концепция образования месторождений талька при региональном метаморфизме нашла поддержку у ряда исследователей тальконосности отдельных регионов (Константинов, 1962; Безруков, 1962; Шаталов, 1964).

Концепция контактово-реакционного происхождения тальковых руд в процессе регионального метаморфизма позволяет объяснять и в известной мере предварительно оценивать важные качественные показатели руд. Важнейший показатель качества тальковых руд — железистость — зависит не только от состава непосредственно замещенных тальком пород, но и от состава метаморфизующейся толщи в целом. Так, на Киргитейском, Алгуйском и Бираканском месторождениях, где в составе вмещающей толщи отсутствуют породы с повышенным содержанием железа, количество его окислов в талькитах не превышает десятых долей процента, а на Онотских месторождениях, где вмещающая толща включает многочисленные мощные горизонты амфиболитов, содержание окислов железа в явно апокарбонатных рудах составляет в среднем 1,5% и достигает 4%.

В тальковых рудах, связанных с магнезиально-карбонатными породами и гипербазитами, довольно легко выделяются метасоматические образования, представленные почти мономинеральными талькитами, тогда как для полиминеральных тальковых камней нормально-метаморфическую или метасоматическую природу не всегда легко установить. Наиболее вероятно нормально-метаморфическое происхождение апогипербазитовых тальк-магнезитовых камней, по составу (за исключением CO_2 и H_2O) обычно эквивалентных гарцбургитам в пределах более или менее крупных блоков. Тальковые камни апокарбонатных место-

рождений обычно имеют метасоматическую контактово-реакционную природу. Как в апокарбонатных, так и в апогипербазитовых месторождениях талькиты обнаруживаются на контакте магнезиальных и кремнеземистых пород. Нередко в одной колонке наблюдаются зоны апогипербазитовых талькитов и апосланцевых хлорититов или биотитовых пород, апокарбонатных талькитов и апоамфиболитовых антигорит-хлоритовых пород. Часто зональность не столь отчетлива, но сопряженное изменение кремнеземистых (с привносом магния) и магнезиальных (с привносом кремнезема) пород, например кварцитов и доломитов, вдоль крупной тектонической зоны на Киргитейском месторождении говорит о контактово-реакционном происхождении тальковых руд (инфильтрационный метасоматоз). Тальковые руды, образовавшиеся по кремнеземистым и магнезиальным породам, отличаются по минералам-примесям, прежде всего реликтовым (кварц в апокварцитовых и доломит в аподоломитовых талькитах Киргитейского месторождения). Состав самого талька зависит от характера исходных пород: например, апокварцитовые разновидности киргитейских талькитов содержат вдвое больше закиси железа по сравнению с аподоломитовыми. Вместе с тем инфильтрационный характер метасоматоза приводит к удивительно постоянному содержанию железа в тальке в пределах отдельных зон.

Талькообразование протекает различно в условиях прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Так, в Киргитейском месторождении, где талькообразование представляло собой наиболее высокотемпературный процесс, происходила резкая метаморфическая дифференциация и возникали почти мономинеральные аподоломитовые талькиты. В противоположность этому в Светлоключском и Бираканском месторождениях, где тальковые руды сформировались в условиях падающих температур (тальк образовался позже тремолита), метасоматоз протекал менее интенсивно и возникли лишь тальк-доломитовые и тальк-кальцитовые породы.

Вместе с тем руды прогрессивной стадии метаморфизма, возникающие до главного этапа региональной деформации, как правило, рассланцованы, что неблагоприятно для их использования при современных способах помола по методу истирания, а наиболее практически важные по структуре массивные и тонкозернистые стеатиты формируются в специфических условиях при регрессивном метаморфизме.

Тальковые руды, главные первичные черты состава которых формируются гипогенными процессами, протекающими при региональном метаморфизме и сопровождающем его контактово-реакционном метасоматозе, в гипергенных условиях дают порошковатые талькиты. В месторождениях апокарбонатной группы образуется сырье особо высокого качества. В процессе выветри-

вания из апокарбонатных талькитов нацело выносятся карбонатные примеси; причем выщелачиваются даже крупные блоки, тогда как в апокварцитовых рудах количество реликтового кварна почти не уменьшается. Тальк интенсивно дезинтегрируется, его листочки расщепляются на более мелкие; порошковатые тальковые руды в основном представлены пелитоталькитами. Маршалитизация кварца протекает менее интенсивно, что благоприятно для переработки порошковатых апокварцитовых руд, так как примесь кварца в значительной мере может быть удалена из них грохочением. Интенсивность выноса карбонатного материала при глубоком выветривании тальковых месторождений необычайно велика. Вместо сложной перемежаемости карбонатных, тальковых и кварцитовых прослоев в месторождениях образуются порошковатые талькиты с неравномерно распределенной примесью кварца (Алгуйское месторождение). Изменение свойств талька при выветривании тальксодержащих пород незначительно; несколько увеличивается его адсорбционная способность. В табл. 1 промышленно генетические типы руд сопоставляются с некоторыми практически важными их свойствами.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ТАЛЬКА КАК ФУНКЦИЯ ЕГО ГЕНЕЗИСА

До настоящего времени вопрос о составе талька в литературе освещается неодинаково. В популярных современных руководствах и справочниках отмечается значительное постоянство состава талька (Дир и др., 1966), но ранее высказывались представления о существовании непрерывной изоморфной серии между тальком и пирофиллитом (Бетехтин, 1950) или между тальком и миннесотаитом (Винчелл, 1949), т. е. о полном изоморфизме $Mg \rightleftarrows Al$ и $Mg \rightleftarrows Fe$. Автор систематизировал данные о составе более 40 мономинеральных образцов талька и предложил количественно-химическую классификацию разновидностей минерала (табл. 2). В ней довольно ясно намечается зависимость состава талька от его парагенезиса.

Пределы колебаний состава разновидностей в классификации увязаны с теоретическим составом талька ($Mg_3[Si_4O_{10}]OH_2$, т. е. в вес.%: $MgO = 31{,}7$, $SiO_2 = 63{,}5$, $H_2O = 4{,}8$) и реальным разрывом смесимости $Mg \rightleftarrows Fe$ в природных минералах, ограниченным примерно 10 мол.% в магнезиальном и 25 мол.% в железистом конце ряда. Содержание FeO (1%) в большинстве случаев удачно разделяет апокарбонатные и апогипербазитовые тальки.

Из выделенных в классификации разновидностей талька важное значение имеют первые две подгруппы, представители которых только и присутствуют в промышленных тальковых рудах. Подчеркнем, в частности, что подобранные анализы свидетельствуют об отсутствии непрерывной смесимости между тальком и пирофиллитом. Таким образом, прикладное значение из изо-

Таблица 1

ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ РУД

| | | |

Таблица 1 (продолжение)

Протяженность до	600 м			300 м	500 м	50 м	3,5 км	300 м	?	1 км				300 м								
Мощность до	50 м			30 м	100 м	5 м	40 м	40 м	?	200 м				30 м								
Технологические особенности переработки	Обычно не требуют электромагнитной сепарации																					
	Не требуют флотации, нуждаются в помоле, изредка также в электромагнитной сепарации									Не требуют помола и никаких видов обогащения			Для получения качественных концентратов, видимо, нуждаются в флотации			Для получения тальковых концентратов нуждаются в помоле и флотации				Для получения цельнопильных изделий нуждаются в распиловке		
Примеры месторождений	Киргитейское	Оготские	Мульводжское	Оготские	Светлоключское	Бираканское	Камандал (Оготская группа)	Оготские, Чулак-Тау	Оготские	Киргитейское	Киргитейское, Агтуйское		Чулак-Тау	Киргитейское	Бейцухэ	Оготские	Светлоключское	Бираканское	Чулак-Тау	Оготские Светлоключское	Оготские	
Главные геолого-промышленные группы	Гипербазитовая группа Тальковые руды, связанные с гипербазитовыми комплексами (железистые, содержание Fe_2O_3—4—12%)																					
Основные петрографические типы	Тальциты (не менее 90% талька)															Тальковые камни (менее 90% талька)						

Таблица 1 (окончание)

Генетические типы	Гипогенные			Гипергенные		Гипогенные	
	Контактово-реакционные (метасоматические)			Продукты коры выветривания		Нормально-метаморфические, частично метасоматические	
	апосерпентинитовые		апоалюмосиликатные	остаточные (элювиальные)		апосерпентинитовые	апоалюмосиликатные
Наиболее характерные минералого-петрографические разновидности	Субмономинеральные	Магнезитсодержащие	Хлоритсодержащие	Халцедонсодержащие	Магнезитсодержащие	Тальк-магнезитовые	Тальк-хлоритовые
Типичные условия залегания	Крутопадающие тела						
	жильные мелких и средних размеров		жильные мелких размеров	с ограниченным распространением на глубину (до 30 *м*)		иногда очень крупные штоки и линзы	пластообразные средних размеров
Протяженность до	800 *м*		100 *м*	800 *м*	*п км*	*п км*	1 *км*
Мощность до	40 *м*		10 *м*	40 *м*	*п км*	*п км*	30 *м*
Технологические особенности переработки	Нуждаются в электромагнитной сепарации						
	Не требуют флотации, нуждаются в помоле			Технология переработки не изучена		Для получения тальковых концентратов нуждаются в помоле и флотации	Для получения цельнопильных изделий нуждаются в распиловке
Примеры месторождений	Кирябинское	Туботское	Абдул-Касимовское	Медведевское		Шабровское	Сегозерские, Медведевское

Таблица 2

КОЛИЧЕСТВЕННО-ХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ТАЛЬКА

Группы и подгруппы	Условия распространения
I. Гипермагнезиальный ряд ($MgO>32\%$; FeO, CaO, $R_2O_3<1\%$)	Метаморфизованные магнезиально-карбонатные породы
1. Субводные ($SiO_2>61\%$; $H_2O<5\%$)	
2. Гиперводные ($SiO_2<60\%$; $H_2O>5\%$)	
II. Железисто-магнезиальный ряд ($MgO<32\%$; $FeO>1\%$; $CaO<1\%$)	
А. Железистые магнезиотальки ($FeO<5\%$)	
а) ферромагнезиальные ($R_2O_3<1\%$)	
1. Субводные ($H_2O<5\%$) 2. Гиперводные ($H_2O>5\%$)	Метаморфизованные гипербазиты
б) ферриалюмомагнезиальные * ($R_2O_3>1\%$)	
1. Субводные ($H_2O<5\%$) 2. Гиперводные ($H_2O>5\%$)	
Б. Магнезиальный ферротальк (миннесотаит) ($FeO>30\%$)	Железистые кварциты
III. Кальциево-щелочной ряд (присутствуют катионы группы X) [CaO, (Na_2O, K_2O)$>1\%$ (до 12%)] **	Различные, часто в псевдоморфозах по другим минералам
IV. Ряд Ni- и Cr-содержащих тальковых минералов [Cr_2O_3, $NiO>1\%$ (до 31%)]	В тесной ассоциации с Ni- и Cr-рудными минералами

* Подгруппа выделена условно в связи с незначительным количеством анализов с повышенными содержаниями Fe_2O_3 и Al_2O_3.

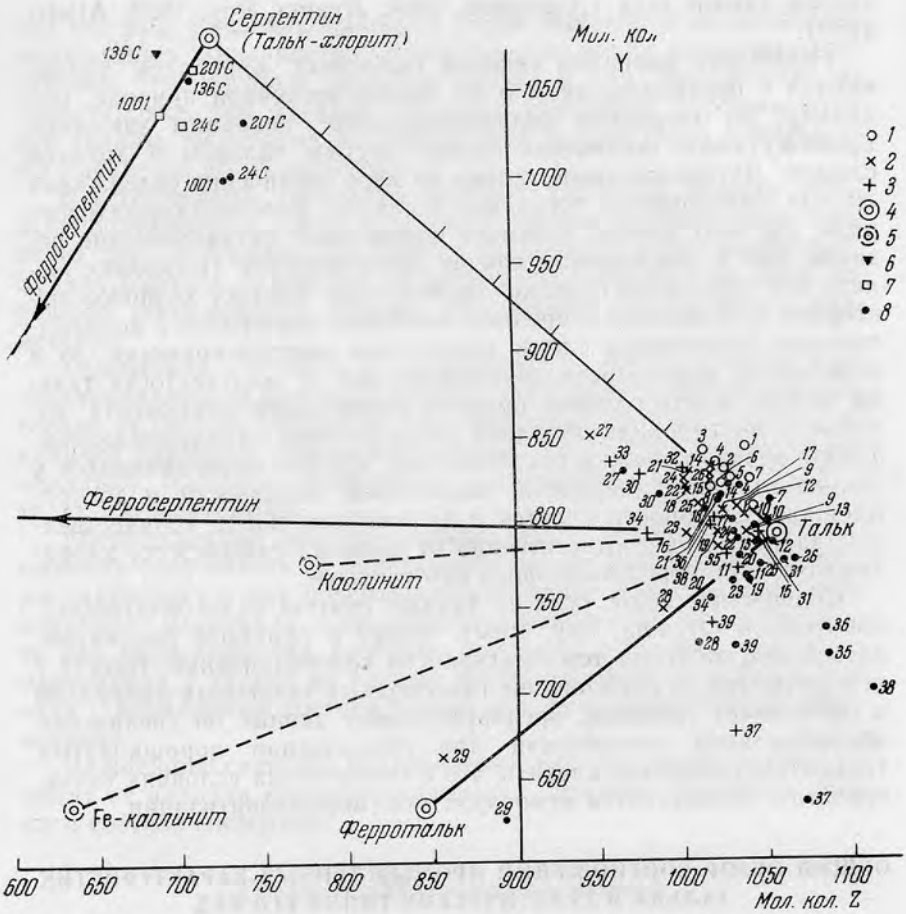
** В группу отнесены минералы ряда с содержанием CaO—до ~8 вес. % (40 мол. % кальциоталька); вероятно существование кальциоталька (Белов, 1958).

морфных соотношений имеет только железистость талька. Железо, входящее в решетку талька, в ряде случаев представляет вредную примесь, которую нельзя удалить без разрушения минерала. Из экспериментальных данных (Hellner a. o., 1965) следует, что Fe^{2+} в больших количествах может входить в состав талька при относительно низких температурах, как это наблюдается и в некоторых других магнезиальножелезистых силика-

тах. Намечается некоторая зависимость содержания Fe^{2+} в тальке от железистости среды. В апокарбонатных тальках содержание FeO не превышает 0,96%. Наибольшее количество Fe^{2+} (до 10 мол. %) наблюдается в тальке из Печенги, где гипербазиты относятся к перлитово-габбро-диабазовой субформации (производной базальтовой магмы) и в целом значительно более железисты, чем гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, к которым в основном приурочены остальные апогипербазитовые тальки. Среди последних иногда встречаются весьма маложелезистые представители (например, из Шабровского месторождения), занимающие промежуточное положение между апокарбонатными и апогипербазитовыми тальками.

При ограниченных качественно-компонентных вариациях состава в тальках промышленных руд наибольшее значение приобретают количественные соотношения катионов четверной и шестерной координаций и воды (от 2,3 до 7,76% H_2O). Соотношения атомных количеств (a) катионов групп Y и Z показаны по данным подобранных анализов на фигуре; причем взято два крайних варианта: 1) $Y=\Sigma aR^{2+}$ и $Z=a\mathrm{Si}+aR^{3+}$; 2) $Y=\Sigma aR^{2+}+aR^{3+}$ и $Z=a\mathrm{Si}$. На той же фигуре нанесены точки соотношений теоретических атомных количеств магнезиоталька и чистого ферроталька (получен синтетически), магнезиального серпентина (и эквивалентного ему по химизму, но не по структуре тальк-хлорита) и ферросерпентина (получен синтетически), а также двух диоктаэдрических минералов. Большинство точек рассматриваемых анализов укладывается в поле, ограниченное линиями теоретических смесей слоистых силикатов; многие точки лежат на на этих линиях. На диаграмму также нанесены аналогичные величины для ломкого хризотил-асбеста, обнаруживающего вариации состава и свойств в сторону талька (Соболева, Соболев, 1965).

При пересчетах анализов талька по кислороду и по сумме катионов теоретические коэффициенты Y_3Z_4 получены только для единичных образцов и лишь при допущении вхождения Al и Fe^{3+} в положения Y и Z, но избыток или дефицит воды в таких случаях превышал возможную ошибку ее определения. Поскольку образцы были микроскопически мономинеральными, автор предполагает, что отмеченные систематические вариации состава талька могут быть связаны с его смешаннослойной природой и, в частности, наиболее характерный избыток катионов октаэдрической координации обусловлен примесью пакетов тальк-хлорита, а избыток воды — пакетов монтмориллонита (Смолин, 1965, 1967). Некоторое подтверждение этому предположению можно видеть в намечающейся в нескольких образцах прямой зависимости периодичности по оси «c» от избытка октаэдрических катионов, что может статистически отражать примесь четырехслойных хлоритовых пакетов к трехслойным тальковым. Для под-



Соотношения атомных количеств катионов группы Y и Z в тальковых минералах

1 — гипермагнезиальные апокарбонатные тальки; *2* — железистые магнезиотальки (и миннесотаит); *3* — анализы кальций (щелочно)-талькового ряда; *4*, *5* — теоретические соотношения Y : Z в триоктаэдрических (*4*) и диоктаэдрических (*5*) филлосиликатах; *6*—*7* — хризотил-асбест, нормальный (*6*) и ломкий (*7*)

Соотношения для $Y = \Sigma aR^{2+} + aR^{3+}$ и $Z = aSi$ отражены точками с дополнительными значками, а для $Y = \Sigma aR^{2+}$ и $Z = \Sigma aR^{2+} + aSi$ точки анализов даются без дополнительных значков (*8*)

тверждения этого предположения необходимы специальные структурные исследования. Попытки отдельных авторов решить вопрос о смешаннослойной природе талька рентгеновскими методами были мало эффективными (Pask, Warner, 1954; Stemle, Brindley, 1960), хотя имеются описания тальк-монтмориллони-

тоидов такого типа (Дьяконов, 1964; Jiyama, Roy, 1962; Alietti, 1959).

Некоторые вариации свойств тальковых минералов увязываются с предположением о их смешаннослойной природе. Например, по твердости кальциотальковые минералы занимают промежуточное положение между чистым тальком и хрупкой слюдой. Двупреломление талька по мере увеличения содержания железа уменьшается, тогда как в слюдах флогопит-биотитового ряда, где этот катион занимает нормальные октаэдрические позиции, оно в аналогичном случае увеличивается. Поскольку железо при пересчетах нередко соответствует избытку катионов шестерной координации и предположительно относилось к дополнительным бруситовым слоям хлоритовых пакетов-примесей, то в отмеченной зависимости двупреломления от железистости талька можно видеть влияние примеси хлоритового компонента, который в чистом виде обладает очень слабым двупреломлением. Таким образом, можно предполагать, что для проявляющихся у талька вариаций твердости, химической активности и абсорбционной способности удастся в дальнейшем найти количественные зависимости соответственно от примеси слюдистого, хлоритового и монтмориллонитового компонентов.

Содержание воды, судя по данным синтеза тальк-монтмориллонитоидов (Jiyama, Roy, 1962), может в принципе рассматриваться как критерий температурности кристаллизации. Вместе с тем, несмотря на образование гиперводных тальковых минералов в гипогенных условиях, предварительные данные об увеличении абсорбционной способности при образовании порошковатых талькитов, позволяют считать, что в гипергенных условиях тальк, вероятно, подвергается некоторой монтмориллонитизации.

ОБЩИЙ ОБЗОР СООТНОШЕНИЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТАЛЬКА И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЕГО РУД

Практически важные свойства талька и его руд

Основные технические свойства талька — мягкость, способность хорошо обрабатываться и размалываться, белый цвет в порошке и обожженном состоянии, химическая стойкость, гидрофобность и абсорбционная способность, скользкость, жирность и прилипаемость. Самые важные особенности талька, делающие его в ряде случаев незаменимым в керамической промышленности, — высокая механическая прочность, щелоче- и кислотоупорность, высокая диэлектричность, малая влагоемкость и теплопроводность в обожженном состоянии.

В связи со старинным и сохраняющимся до сих пор использованием талька для производства резных изделий особое значение имеют не только его мягкость, но также блочность и строе-

ние его руд. Рассланцованность тальковых пород не позволяет использовать большинство из них для получения цельнопильных изделий. Чем крупнее чешуйки талька и чем совершеннее их ориентировка, тем труднее получить тальковые порошки нужной тонины. Некоторые месторождения талька были забракованы именно по этому признаку.

В естественном состоянии плотные талькиты обычно обладают зеленоватым, серым или даже черным (органические примеси) цветом. Однако при помоле их белизна резко возрастает. Черная окраска талькитов не влияет отрицательно на цвет порошков обожженного талька (выгорание органических примесей).

Химическая стойкость и гидрофобность, обусловленные кристаллохимической природой талька, варьируют в зависимости не только от состава минерала, но в гораздо большей степени — от наличия примесей (тальковые камни). Тальк-хлоритовые камни обладают большей химической стойкостью по сравнению с тальк-магнезитовыми.

Абсорбционные свойства талька недостаточно изучены. Способность удерживать на поверхности частиц некоторые вещества рассматривается как поверхностно-активное свойство химически инертного материала. Способность избирательно абсорбировать те или иные вещества, особенно продукты перегонки нефти, неодинаковая у талька из разных месторождений, возможно, связана с вариациями состава талька как смешаннослойного образования.

Важнейшие свойства керамических масс на основе талька зависят от наличия минералов-примесей, строения агрегатов талька и состава минерала.

Горно-эксплуатационные данные

Современное развитие тальковой промышленности требует применения высокомеханизированных способов добычи и обогащения. В связи с этим представляется малоперспективной эксплуатация многочисленных мелких месторождений апогипербазитовых талькитов. Из тальковых руд гипербазитовой группы, несомненно, практически более интересны тальк-магнезитовые камни, содержащие примерно одинаковые количества талька и железистого магнезита и слагающие местами очень крупные тела, выдержанные на глубину.

Месторождения апокарбонатной группы часто крупные и имеют выдержанные размеры. Однако они не всегда характеризуются столь же однородным составом, как апогипербазитовые тальк-магнезитовые камни (например, тальконосные горизонты штата Нью-Йорк в США). Главный фактор их интенсивной эксплуатации в США — близость к центрам потребления. Выяв-

ленные в СССР крупные запасы апокарбонатных порошковатых талькитов открывают огромные перспективы развития высокоэффективных способов добычи. Крупные поперечные размеры тел порошковатых талькитов, выдержанность на глубину в десятки и сотни метров и часто значительная однородность состава (почти мономинеральны или содержат только примесь кварца) создают возможность организации широких открытых работ. Ничтожная связность порошковатых талькитов позволяет применять наиболее эффективные гидравлические и даже пневматические способы добычи (добытая пульпа может сразу поступать на классификацию для выделения частиц разной величины).

Вместе с тем должна продолжаться и увеличиваться эксплуатация месторождений, которые могут давать тальк иного назначения: например, стеатитоподобный тальк (Онотское месторождение), хотя его тела гораздо менее благоприятны для разработки.

Вопросы переработки тальковых руд

Главные типы отечественных руд по степени уменьшения сложности переработки располагаются в следующий ряд: апогипербазитовые тальк-магнезитовые камни (помол, электромагнитная сепарация, флотация), плотные апокарбонатные талькиты (помол и классфикация в несколько стадий), порошковатые талькиты (упрощенные грохочение и классификация, в некоторых случаях домалывание). Выветрелость талька, особенно до состояния порошковатых талькитов, значительно упрощает схему переработки. Значительная часть порошковатых талькитов представляет готовый в естественном состоянии товарный продукт. Примесь кварца очень осложняет помол тальковых пород; из порошковатых талькитов значительная часть кварца может удаляться при грохочении.

Многие трудности помола снимаются при применении способов, основанных на ударном действии. Особенно эффективны струйноэжекторные мельницы, в которых происходит взаимная бомбардировка частиц в замкнутом сосуде под воздействием поступающего по периметру сосуда под большим давлением сжатого воздуха или пара. Этот способ помола позволяет очень быстро получать порошки заданной тонины. Такой «микронизированный» тальк особенно эффективен для некоторых видов использования.

Области использования талька

Использование талька весьма многообразно. В СССР значительная масса его расходуется в качестве наполнителя сельскохозяйственных ядохимикатов. Высококачественное сырье из месторождений апокарбонатной группы может использоваться в лакокрасочной, керамической, резиновой, фармацевтической и

парфюмерной промышленности. Выявление крупных запасов высококачественных тальковых руд новых промышленно-генетических типов создает предпосылки к радикальному улучшению структуры потребления талька в СССР и резкому расширению экспорта его наиболее ценных сортов.

Тальк, используемый в лакокрасочной, бумажной, косметической и фармацевтической промышленности, а также во многих малоемких производствах, в которых главную роль играют его мягкость и скользкость, должен отличаться высокой белизной (в большинстве случаев) и отсутствием твердых включений. Это значительно снижает ценность тальковых руд, содержащих кварц.

Особая проблема — использование тремолитсодержащих талькитов. Примесь волокнистых частиц тремолита к тальку в некоторых случаях оказывается весьма полезной (повышение прочности и эластичности красок, увеличение вязкости керамических изделий). Проявления тальковых руд этого типа нуждаются в дальнейшем изучении. Местами, например в Бейцухинском месторождении в Приморье, в результате выветривания отальконных и тремолитизированных доломитов образовались порошковатые талькиты с примесью коротковолокнистого тремолита.

Наиболее важное использование талька — производство изделий строительной, бытовой, химически стойкой и особенно электро- и радиоизоляционной керамики.

Из формулы талька очевидно, что при его термическом разложении должны возникать метасиликат магния (энстатит) и кремнезем: $Mg_3[Si_4O_{10}]OH_2 \rightarrow 3MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O\uparrow$. Для энстатита характерны полиморфные превращения, с которыми связаны резкие потери механической прочности керамических изделий.

Помол методом истирания не вызывает изменения пластинчатой формы частичек талька; при вытяжке образцов керамических масс из вакуумных прессов его чешуйки располагаются ориентированно. Керамические массы приобретают зыбкость (в сыром состоянии) и анизотропию свойств в обожженном. Этого можно избежать, если использовать тонкокристаллический тальк с беспорядочным расположением чешуек и изготавливать изделия по методу непластичной технологии; по-видимому, целесообразно применение ударного измельчения талька, при котором получаются частицы «рваной» формы (Аветиков и др., 1962). Анизотропия керамических масс связана с топотексической природой реакции термического разложения талька. А. И. Августинник (1952) предположил, что образование за счет талька метасиликата магния происходит так, что кристаллографическая плоскость *bc* талька соответствует плоскости *ab* образующегося за счет него энстатита. Это предположение подтвердилось детальными рентгеновскими исследованиями (Graf a. o., 1962; Gehlen, 1962). Наиболее обстоятельно данный вопрос изучали Накахира

и Като (Nakahira, Kato, 1964), которые установили следующие топотексические соотношения монокристаллов талька и образующихся при его обжиге энстатита и кристобалита:

a талька (5,3 Å)//*c* энстатита (5,2 Å)//(110) кристобалита
b талька (9,1 Å)//*b* энстатита (8,8 Å)
d (001) талька (18,7 Å)//*a* энстатита (18,2 Å)
c талька // (111) кристобалита

Эти соотношения позволяют объяснить причину анизотропии свойств керамических масс, полученных с использованием талька. Вероятно, можно разработать методику предварительного расчета этой анизотропии, исходя из анизотропии свойств кристаллов энстатита и кристобалита и степени ориентировки чешуек талька (и наоборот, по величине анизотропии керамических масс определять степень ориентировки в них тальковых чешуек).

Накахира и Като предположили, что потеря конституционной воды талька происходит одновременно с образованием энстатита по механизму «негомогенной дегидроксилизации», т. е. с удалением одних лишь протонов (ионов водорода). Но это положение нельзя считать доказанным, поскольку авторы не сопоставляют рентгеновские данные с данными о потере воды тальком, которая в статических условиях (при выдерживании образцов в серии термических точек по 20 час) начинается с 300°, ускоряется при 700° и завершается к 900° (Pask, Warner, 1954) — при температуре, при которой в динамических условиях лишь начинается главный этап дегидроксилизации и образование энстатита. В природных образцах талька иногда устанавливается значительный (до 60%) дефицит воды с сохранением оптических свойств минерала (Смолин, 1965, 1967). Можно предположить, что дегидратация талька частично осуществляется по механизму гомогенного превращения с эквивалентной заменой $2OH^- \rightarrow O^{2-} + H_2O\uparrow$, но с сохранением структуры или какими-то пока неулавливаемыми ее изменениями. Очевидно, для более полной интерпретации поведения талька в области температур до 900° необходимо провести исследования с тщательной корреляцией между потерей воды и характером рентгеновских картин при разных режимах обжига.

При значительном количестве минералов-примесей фазовый состав продуктов обжига усложняется. Так, в американских керамических массах, полученных из талька, помимо энстатита, наиболее часто отмечаются диопсид и кварц (реликтовый), реже — кристобалит, плагиоклаз и форстерит (Planz, 1964).

В продуктах ранних стадий обжига талька отмечался амфибол. Однако эти данные сомнительны, так как общеизвестна безуспешность попыток синтеза амфибола в результате твердофазовых реакций при атмосферном давлении.

При микроскопическом и рентгеновском изучении в продуктах обжига талька (Лапин В. В., 1952; Аветиков и др., 1962) устанавливаются две негомогенные фазы: сростки реликтового талька с продуктами его разложения и почти изотропная фаза (тесные сростки аморфного кремнезема с кристаллитами энстатита), у которой по мере раскристаллизации метасиликата магния растет суммарное свето- и двупреломление и четкость линий метасиликата магния на рентгенограммах (Аветиков и др., 1962).

Состав талька в некоторых случаях весьма отчетливо сказывается на природе главных фаз продуктов обжига. Так, тальк Киргитейского месторождения в отличие от талька Онотского месторождения дает продукты обжига (до температуры 1350°) без кристобалита; силикат магния, линии которого появляются на рентгенограммах при 1100°, не испытывает изменений при возрастании температуры (Аветиков и др., 1962). Эти различия объясняются исключительной чистотой киргитейского талька и наличием примеси глинозема и окислов железа в онотском тальке. Отсутствие кристобалита в киргитейском тальке может быть связано также с избыточным (по сравнению с теоретическим) содержанием в нем MgO (Смолин, 1965, 1967). Изучение зависимости фазового состава продуктов обжига от состава исходного талька имеет большое значение для понимания свойств так называемых стеатитовых керамических изделий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительное изучение тальковых месторождений СССР, в том числе совершенно новых их типов, позволило разработать детальные промышленно-генетические классификации руд, выявить зависимости их качественных характеристик от состава исходных пород и вмещающих толщ в целом, а также факторы размещения промышленных концентраций талька различных типов. Объективный характер установленных закономерностей наиболее убедительно подтвердился открытием в намеченных прогнозом районах новых крупнейших месторождений. В связи с тем, что в настоящее время в СССР уже разведана крупнейшая сырьевая база высококачественных, почти мономинеральных тальковых руд наиболее важное значение приобретает изучение зависимостей технологических свойств талька от тонких вариаций его состава и кристаллической структуры.

При сопоставлении анализов многочисленных мономинеральных образцов талька автор обнаружил систематические вариации химического состава, которые предположительно можно увязать со смешанно-слойной природой этого минерала. С этим представлением увязываются и некоторые изменения свойств талька, необъяснимые с точки зрения известной модели его кристаллохимической структуры. В случае подтверждения пред-

ложенной гипотезы детальными рентгеноструктурными исследованиями можно получить действенную методику для количественной оценки зависимостей между составом талька и такими практически важными его свойствами, как химическая активность, адсорбционная способность, твердость, поведение при нагревании.

ЛИТЕРАТУРА

Августинник А. И. Изменения талька при нагревании.— В сб. «Тальк». Промстройиздат, 1952.

Аветиков В. Г., Зинько Э. И., Смолин П. П. Минералогические и технологические исследования талькитов Киргитейского месторождения.— Труды 6-го сов. по эксп. и техн. минерал. и петрогр. Изд-во АН СССР, 1962.

Безруков Г. Н. Абдул-Касимовское месторождение талькитов на Южном Урале (Башкирская АССР).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 63.

Безруков Г. Н. Основные закономерности размещения месторождений талькитов в Миасском тальконосном районе.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6, 1962.

Белов Н. В. О кальциотальке Д. П. Сердюченко.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 86, вып. 3.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1962.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949.

Гапеев А. П. Новая тальконосная провинция хребта Малый Каратау. Изд-во «Наука», 1965.

Гапеев А. П., Табылдиев К. Т. Генезис и закономерности размещения тальковых пород хребта Малый Каратау (Южный Казахстан).— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Делицин И. С. Некоторые вопросы генезиса талькового камня и благородного талька района Сегозеро (Карельская АССР).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 63.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. Изд-во «Мир», 1966.

Дьяконов Ю. С. Смешанно-слойный глинистый минерал, родственный стивенситу.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, № 4.

Константинов Н. Ф. К вопросу о генезисе и некоторых закономерностях размещения талькитовых месторождений в серпентинитах (на примере Южного Урала).— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.

Лапин В. В. Исследования структуры талька и тальковой керамики.— В сб. «Тальк». Промстройиздат, 1952.

Наделяев К. М., Смолин П. П. Сравнительная характеристика тальковых месторождений Восточной Сибири и поисковые критерии маложелезистого талька.— В сб. «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». Изд-во АН СССР, 1958.

Полякова Н. Л., Смолин П. П., Эйделькин А. М. Безжелезистые талькиты Киргитейского месторождения.— «Стекло и керамика», 1960, № 9.

Смолин П. П. Промышленно-генетические типы тальковых руд восточных районов СССР и перспективы создания тальковой промышленности союзного значения в Восточной Сибири.— В кн. «Развитие производительных сил Восточной Сибири», т. 2, Изд-во АН СССР, 1960.

Смолин П. П. Киргитейское месторождение безжелезистого талька (Красноярский край) и вопросы генезиса новых промышленно-генетических типов тальковых руд.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 63.

Смолин П. П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного без-

1702

железистого талька.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
Смолин П. П. Вопросы развития тальковой сырьевой базы и тальковой промышленности СССР.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 95.
Смолин П. П. Пределы и природа вариаций состава минерала талька.— Докл. АН СССР, 1967, **172**, № 1.
Соболева М. В., Соболев Н. Д. Ломкий хризотил-асбест. Изд-во «Недра», 1965.
Шаталов В. К. О тальковом сырье в Западном Прибайкалье.— Сов. геология, 1964, № 9.
Alietti A. Diffusione e significato dei minerali a strati misti a talco dell'Appennino Parmense.— Period. min., 1959, **28**, № 1.
Gehlen R. Von Orientierte Umwandlung von Talk in Protoenstatit (γ-$MgSiO_3$) in debrannten Pre körpern von Speckstein.— Ber. Dtsch. keram. Ges., 1962, **39**, № 3.
Graf R. B., Wahl F. M., Grim R. E. Phase transformation in silica-alumina-magnesia mixtures as examined by continuos X-ray diffraction. I. Talc-koolinite compositions.— Amer. Min., 1962, **47**, № 11—12.
Hellner E., Hinrichsen, Seifert F. The study of mixed crystals of minerals in metamorphic rocks. «Controls of metamorphism».— Oliver a. Boyd, Edinburgh a. London, 1965.
Jiyama J. T., Roy R. Controlled synthesis and relative stabilities of random and regular mixed-layer (heteropolytypic) minerals (Abstract).— Geol. Soc. Amer., Spec. Papers, 1962, № 68.
Nakahira M., Kato T. Thermal transformation of pyrophyllite and talc as revealed by X-ray and electron diffraction studies.— «Clays and Clay Minerals», Pergamon Press, 1964.
Pask J. A., Warner M. F. Fundamental studies of talc: I, constitution of talc.— J. Amer. Ceram. Soc., 1954, **37**, № 3.
Planz E. Solid state reactions in high-talc bodies.— Amer. Cer. Soc. Bull., 1964, **43**, № 6.
Stemle I. S., Brindley G. W. A structural study of talc and talc-tremolite relations.— J. Amer. Ceram. Soc., 1960, **43**, № 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Соколов. Развитие теории эндогенного рудообразования и научных основ прогноза эндогенного оруденения 7

Ф. К. Шипулин. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании 32

В. И. Виноградов. Некоторые вопросы изучения источников рудного вещества по изотопным данным 66

И. Н. Томсон, М. А. Фаворская. Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение 80

Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин, В. Ф. Чернышев, И. З. Корин, Е. П. Малиновский, Ю. Г. Сафонов. Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах . 107

Д. С. Коржинский. Теория метасоматической зональности и оруденение 121

Р. М. Константинов. Рудные формации, математические и кибернетические методы их изучения 134

Л. Н. Белова, Ф. И. Вольфсон, В. И. Казанский, Н. П. Лаверов, Л. И. Лукин, И. В. Мельников, В. А. Невский, Б. И. Омельяненко, Б. Л. Рыбалов, И. Е. Сморчков, Е. П. Сонюшкин, А. И. Тишкич, Л. В. Хорошилов, И. Г. Ченцов. Геологические условия образования урановых и уран-ториевых месторождений 150

А. И. Перельман, С. Г. Батулин, В. И. Данчев, О. И. Зеленова, Г. В. Комарова, И. А. Кондратьева, А. К. Лисицын, Н. П. Стрелянов, П. П. Шиловский. Геохимия урана в зоне гипергенеза и образование урановых месторождений 175

Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озерова. Некоторые новые данные по геохимии ртути 191

К. К. Никитин, И. В. Витовская, Ю. Ю. Бугельский. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания 200

Д. Г. Сапожников, А. П. Никитина, А. Д. Слукин. О связях бокситов с корой выветривания 213

В. П. Петров. Геологические условия формирования важнейших неметаллических полезных ископаемых 226

Ю. К. Андреев. Генетические типы и рудные формации амфиболовых асбестов и возможность их использования для оценки месторождений 239

В. В. Наседкин. Условия образования и природа промышленных свойств вулканических стекол 247

П. П. Смолин. О природе взаимозависимостей состава, свойств, генетических типов руд и промышленных характеристик талька . . . 257

УДК 553.2

Развитие теории эндогенного рудообразования и научных основ прогноза эндогенного оруденения. Соколов Г. А. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

В статье кратко характеризуются основные результаты исследований в области теории эндогенного рудообразования и металлогении, выполненных в ИГЕМ АН СССР.

По теории эндогенного рудообразования освещены результаты исследований по следующим вопросам:

Источники рудообразующих веществ—подтверждение на основе геохимических свойств ряда химических элементов ювениально-магматического происхождения; для ряда других металлических элементов — обоснование смешанного происхождения — ювенильного и за счет горных пород и подземных вод.

Условия определения или извлечения рудных веществ из материнских сред.

Природа эндогенных растворов и перенос ими рудообразующих веществ и выявление комплексных соединений в переносе рудных веществ гидротермальными растворами.

Условия и процессы рудоотложения — установление определенной роли метасоматических явлений в собственно магматическом рудообразовании и восстановление физико-химических условий рудообразования на основе изучения рудных структур, текстур и парагенезисов.

В области основ и методов металлогенического анализа — разработка и обобщение принципов и методов исследований металлогении рудных районов; разработка гипотезы о связи специфических проявлений магматизма и оруденения с сверхглубинными сквозными разломами. Библиогр. 42 назв.

УДК 553.061

Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании. Шипулин Ф. К. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Анализ геологических и геохимических данных указывает на участие в эндогенном рудообразовании компонентов, поступающих из разных источников.

Первичные основные и ультраосновные магмы являются источниками веществ для образования собственно магматических месторождений Fe, Co, Ni, Ti, Cr, Pt, Os, Ir и ликвационных сульфидных месторождений Cu и Ni.

С первичной самостоятельной гранитной магмой связана главная масса компонентов послемагматических месторождений редких металлов (Mo, W, Ta, Nb, Zr), Li, Rb, Cs, Be, B и редких земель, а с очагами основной магмы — гидротермальные месторождения халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Pb, As, Sb, Bi и др.), при образовании которых существенное значение приобретают некоторые компоненты боковых пород и насыщавших их подземных вод (S, CO_2, Fe, Ca и пр.).

Образование послемагматических месторождений происходит обычно при участии одновременно ювенильных и экзогенных компонентов, роль каждого из которых определяется их геохимическими особенностями и конкретной геологической обстановкой. Таблиц 4, библ. 51 назв.

УДК 553.2

Некоторые вопросы изучения источников рудного вещества по изотопным данным. Виноградов В. И. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Некоторые элементы обнаруживают измеримые вариации изотопного состава в природных образцах. Изучение вариаций в изотопном составе серы рудных месторождений приводит к выводу о широком участии коровой серы в процессе рудообразования. Наиболее часто в рудный процесс вовлекается сера сульфатов осадочного генезиса, реже сера осадочных сульфидов. Распознать случаи участия осадочной серы в рудных минералах можно на основании отличия ее изотопного состава от среднего состава серы Земли, равного метеоритному. Случаи равенства земной и метеоритной серы не могут интерпретироваться однозначно.

Очень кратко рассмотрены изотопные вариации свинца и углерода. Библ. 20 назв. Иллюстраций 5.

УДК 55(1) : 551.24 : 553.042.2

Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение. Томсон И. Н., Фаворская М. А. «Проблемы геологии минеральных месторождений петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений», «Наука», 1969.

Излагаются новые данные, позволяющие провести отчетливую границу между относительно менее глубинными структурами земной коры и «сквозными» структурами глубокого заложения. На примерах Забайкалья и Дальнего Востока обосновывается существование единого ряда негативных магмоконтролирующих структур земной коры от эвгеосинклиналей до наложенных впадин, авлакогенов и рифтов. Приводятся данные о значительной магмо- и рудоконтролирующей роли сквозных структур и, в частности, их решающем значении для локализации ареалов гранитного магматизма. Дается краткая характеристика периодически возникающих архипланетарных импульсов глубинной геологической активности. Выдвигается представление об элементарных очаговых блоках. Подчеркивается значение сделанных выводов для металлогенического прогнозирования. Табл. 1, Библ. 39 назв.

УДК 553.2/553.27

Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Корин И. З., Малиновский Е. П., Сафонов Ю. Г. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Гидротермальные рудные месторождения, сформировавшиеся в образованиях различных структурных этажей, различаются по геологическому строению, глубине формирования и распространению оруденения по вертикали, а также по условиям локализации руд, отчасти и по минеральному составу.

Это находит объяснение в различных физико-механических свойствах вмещающих горных пород в момент формирования оруденения, в степени их метаморфизма, деформированности, а также в относительной структурной открытости рудовмещающих разрывных нарушений и имеет значение для прогнозирования скрытого оруденения и для оценки распространения оруденения на глубину.

Теория метасоматической зональности и оруденение. Коржинский Д. С. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений»; «Наука», 1969.

В статье подводится итог многолетних исследований автора по теории метасоматической зональности. На основе теории метасоматической зональности рассматриваются случаи, при которых возможно концентрированное отложение рудных минералов, как выщелоченных из боковых пород, так и магматогенных. Показывается, что существенное значение при этом могут иметь лишь инфильтрационные процессы, но не диффузионные. Приводятся основные формулы математической модели опережающей волны кислотности в потоке послемагматических растворов и рассматривается как латеральная, так и вертикальная зональность оруденения, вызываемая прохождением этой волны. Библ. 12, назв. Иллюстраций 3.

УДК 553.25/29 558.45

Рудные формации, математические и кибернетические методы их изучения. Константинов Р. М. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

В металлогенических исследованиях понятие о рудных формациях как о группах месторождений, обладающих сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями образования, основанное на объективных признаках, более полезно, чем обычные генетические категории месторождений. В частности, это понятие дает больше возможностей для сравнения различных месторождений и открывает широкие возможности для применения современных достижений математики и кибернетики. Кратко характеризуются некоторые применяемые в ИГЕМ АН СССР методы сбора, хранения и обработки информации о месторождениях: применение перфокарт для сбора и хранения информации о месторождениях, использование электронновычислительных машин для обработки информации о минеральном составе руд и построения классификаций по минеральному составу,

применение математических методов для выяснения статистической обоснованности предположений о взаимосвязях между различными факторами рудообразования. Табл. 4. Библ. 19 назв. Иллюстраций 2.

УДК 553.495

Геологические условия образования гидротермальных урановых и уран-ториевых месторождений. Белова Л. И., Вольфсон Ф. И., Казанский В. И., Лаверов Н. П., Лукин Л. И., Мельников И. В., Невский В. А., Омельяненко Б. И., Рыбалов Б. Л., Сморчков И. Е., Сонюшкин Е. П., Тишкин А. И., Хорошилов Л. В., Ченцов И. Г. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Рассматриваются вопросы образования и размещения урановых и уран-ториевых месторождений: типы рудных провинций, особенности их магматизма, метасоматические процессы, происходящие при отложении радиоактивных минералов, парагенетические ассоциации этих минералов и условия их отложения. Рассматриваются также особенности формирования уран-фосфорных месторождений и урановых месторождений спорного генезиса, залегающих в углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах. Обобщены данные по типам зон окисления урановых месторождений с анализом причин их образования. Рассматриваются возможности использования выявленных закономерностей в размещении урановых и ураниевых месторождений для поисковых и оценочных целей. Таблиц 6. Библ. 25 назв.

УДК 550.4. 553.495

Геохимия урана в зоне гипергенеза и образование урановых месторождений. Перельман А. И., Батулин С. Г., Данчав В. И., Зеленова О. И., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицын А. К., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Основным законом гипергенной миграции урана являются его высокая миграционная способность в окислительной среде и инертность в восстановительной обстановке; поэтому концентрации урана возникают на восстановительном геохимическом барьере.

Для большой группы изученных месторождений характерна пластовая эпигенетическая зональность, закономерным членом которой является урановое оруденение. Известны месторождения и с пластово-трещинной эпигенетической зональностью, формирующиеся в очагах разгрузки глубинных подземных вод. Изученные особенности формирования экзогенных эпигенетических месторождений урана явились основой эпигенетической теории. Табл. 1. Библ. 27 назв.

УДК 550.4.423

Некоторые новые данные по геохимии ртути. Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Приведены новые данные по поведению ртути в различных природных процессах: магматическом, гидротермальном, осадочном и метаморфическом, а также некоторые данные о содержании ртути в метеоритах. На основании этих данных высказаны соображения об источнике ртути в гидротермальном процессе, содержаниях ее в термальных водах и газах, возможных форм ее переноса и по другим вопросам, имеющим отношение к ртутному оруденению. Приведен также ряд фактических и экспериментальных данных, интересных для понимания формирования ртутных ореолов рассеяния вокруг сульфидных месторождений. Библ. 26 назв.

УДК 551.311.231

Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. Никитина К. К., Витовская И. В., Бугельский Ю. Ю. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Приводятся краткие сведения по общетеоретическим вопросам учения о корах выветривания, основоположником которого является И. И. Гинзбург. Предлагается

новая формулировка понятия коры выветривания и дается подробная морфогенетическая классификация изученных к настоящему времени типов никеленосных кор выветривания.

В развитии теории стадийного формирования коры выветривания с привлечением нового фактического материала разбираются геохимические и гидрогеохимические особенности процессов образования нонтронитового профиля выветривания на серпентинитах и распределения в нем никеля.

Кратко освещены новые данные по особенностям минерального состава никеленосных кор выветривания. Табл. 2. Библ. 13 назв. Иллюстраций 2.

УДК 553.492.1

О связи бокситов с корой выветривания. Сапожников Д. Г., Никитина А. П., Слукин А. Д. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Авторы рассматривают вопрос о связи бокситов с корами выветривания. Наиболее достоверно устанавливается ее наличие в случае латеритных бокситов, которые представляют собой верхний горизонт коры выветривания. В другом случае боксит возникает в результате переноса на небольшое расстояние и переотложения продуктов коры выветривания. Этот процесс идет частью во время формирования коры, частью после ее образования. В третьем случае бокситы также, вероятно, образовались за счет переотложения коры, но область формирования последней располагается далеко от места отложения руд и связь между ними устанавливается лишь на основании косвенных признаков. Библ. 23 назв. Иллюстраций 2.

УДК 553.6

Геологические условия формирования важнейших неметаллических полезных ископаемых. Петров В. П. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Наука», 1969.

Неметаллические полезные ископаемые исключительно разнообразны по своей природе и могут встречаться во всех типах минеральных образований земной коры. В зависимости от характера использования сырья в промышленности к нему могут быть предъявлены самые различные требования.

Геолог, изучающий месторождения неметаллического сырья, должен глубоко понимать внутреннюю сущность требований промышленности и уметь выявить те геологические условия, при которых формируется то или иное промышленно важное свойство полезного ископаемого. Библ. 34 назв.

УДК 553.676

Генетические типы и рудные формации амфиболовых асбестов и возможность их использования при оценке месторождений. Андреев Ю. К. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Наблюдается зависимость состава амфиболовых асбестов от химического состава вмещающих горных пород. Эта зависимость связана с тем, что основные рудообразующие элементы — такие, как Fe, Mg, Ca и др., при формировании месторождений заимствуются из самих вмещающих горных пород.

Масштабы вовлечения рудообразующих элементов в процессе асбестообразования различны для различных генетических типов месторождений. Это позволило наметить предварительную оценку месторождений уже на основании отнесения их к тому или иному генетическому типу. Для амфиболовых асбестов устанавливается четыре генетических типа месторождений.

В пределах четырех генетических типов месторождений выделяется девять рудных формаций амфиболовых асбестов, что позволяет геологически обоснованно организовать поиски месторождений определенных типов, а также проводить перспективную оценку асбестоносности геологических регионов. Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 549; 552; 553

Условия образования и природа промышленных свойств вулканических стекол. Наседкин В. В. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

Водусодержащие стекла образуют зоны закалки экструзивных куполов и излившихся потоков. Зональность вулканических тел определяется температурным

режимом охлаждения. На контакте стекол и кристаллических образований залегают переходные разновидности полустекловатого строения. Наиболее распространенной парагенетической ассоциацией вулканических стекол являются кали-натровый полевой шпат санидин-ортоклазового типа и минералы кремнезема (тридимит-кристобалит). Образование этой ассоциации рассматривается как неравновесный процесс. Для многокомпонентных вулканических стекол характерна неоднородность тонкой структуры, которая в свою очередь вызывает неравномерное распределение летучей фазы и влияет на кристаллизацию стекол. ОН-группы, присутствующие в стекле, представлены свободным и водородно-связанным гидроксилом и молекулярной водой. Вхождение части этих соединений в стекло происходит в процессе его вторичной гидратации в экзогенных и гидротермальных условиях. Промышленные свойства стекла зависят от его положения в структуре зонального вулканического тела, от степени гидратации и качества кристаллических включений. Табл. 1. Библ. 9 назв. Иллюстраций 3.

УДК 563.673

О природе взаимозависимостей состава свойств, генетических типов руд и промышленных характеристик талька. Смолин П. П. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. «Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений». «Наука», 1969.

В СССР открыты крупные месторождения субмономинеральных маложелезистых тальковых руд карбонатной группы, формирующихся при контактово-реакционном метасоматозе в процессе регионального метаморфизма, а затем естественно очищенных от вредных примесей и дезинтегрированных до состояния пелитоталькитов в коре выветривания. Рассматриваются вопросы рационального использования талькового сырья, связанные с соотношением между промышленными характеристиками, составом и происхождением руд. Наряду со структурой, наличием разных минералов-примесей и т. п. особое значение в настоящее время приобретает интерпретация вариаций состава и свойств самого минерала талька, обусловленная, по мнению автора, его смешаннослойной природой. Табл. 2. Библ. 34 назв. Иллюстраций 1.

Проблемы геологии минеральных месторождений петрологии и минералогии

т. I

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства *С. М. Александров*
Художник *Н. П. Фролов*
Технический редактор *В. Д. Прилепская*

Сдано в набор 27/XII-1968 г. Подписано к печати 14/IV-1969 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 17,75+1 вкл. Усл. печ. л. 18,0.
Уч.-изд. л. 19,0(18,6+0,4 вкл.) Тираж 1850 экз. Бумага № 1.
Тип. зак. 5496. Т-06410.
Цена 1 р. 52 к.

Издательство «Наука»,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10