

ПРОБЛЕМЫ
ГЕОХИМИИ
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

USSR ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
AKADEMICIAN A. P. VINOGRADOV INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY

PROBLEMS OF GEOCHEMISTRY OF ENDOGENIC PROCESSES

Responsible editor
Prof., Dr. *B. M. Shmakin*



PUBLISHING OFFICE „NAUKA“
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk • 1977

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Ответственный редактор
проф. д-р геол.-мин. наук *Б. М. Шмакин*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1977



Сборник содержит статьи, рассматривающие разные аспекты эндогенной геохимии. Анализируются геохимические условия формирования гранитоидных и других пород, а также месторождений золота, редких металлов, полиметаллов. Рассматриваются вопросы региональной геохимии, геохимической эволюции коры и мантии Земли. Проблемы геохимии эндогенных процессов обсуждаются на примере многих регионов СССР, ЧССР, ГДР, МНР, Франции и Нигерии.

Книга рассчитана на геологов, геохимиков и петрологов.

Редакционная коллегия:

В. С. Антипин (отв. секретарь), *В. А. Вахрушев*, *В. И. Коваленко*,
В. Д. Козлов, *Л. Л. Петров*, *В. В. Поликарпочкин*, *Л. В. Чернышев*,
Б. М. Шмакин (отв. редактор)

В предлагаемом вниманию читателей тематическом сборнике участвуют авторы не только из Института геохимии им. А. П. Виноградова, но и из научных учреждений Москвы, Свердловска, Новосибирска, Иркутска и Магадана, из Великобритании, ГДР, Франции, Чехословакии. Можно с уверенностью сказать, что сборник отражает современное состояние проблемы геохимии эндогенных процессов.

Первым и наиболее крупным по объему является раздел «Геохимия гранитоидов». Решающее влияние на развитие этого научного направления оказала опубликованная в 1961 г. монография Л. В. Таусона «Геохимия редких элементов в гранитоидах».

Большая часть статей раздела посвящена вопросам потенциальной рудоносности магматических пород. Приведены новые экспериментальные данные о коэффициентах распределения золота между гранитным расплавом и флюидом (И. Д. Рябчиков с соавт.), о роли фтора в процессе образования гранитов (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко), о методах изучения состава гранитоидных пород (Б. Цамбел, Ю. Мацек). Проблеме режима летучих компонентов в гранитоидных комплексах посвящена статья Ф. А. Летникова. Интересные новые геохимические показатели потенциальной рудоносности гранитоидов приведены для таких различных регионов, как Центральный массив Франции (Л. Бюрноль), Рудные Горы ГДР (Г. Тишендорф с соавт.), Чешский массив (М. Штемпрок), Забайкалье (В. Д. Козлов) и Нигерия (П. Боуден). Две статьи посвящены детальному изучению отдельных минералов с целью использования их как индикаторов состава и рудоносности гранитоидов.

В разделе «Геохимия процессов рудообразования» рассматриваются принципы систематики рудных месторождений (Н. А. Шило, Б. П. Санин), проблемы источников рудного вещества (В. В. Поликарпочкин с соавт.), геохимические условия минералообразования (Л. Н. Овчинников, А. Г. Жабин, В. Д. Пампура), вопросы зональности рудных полей и месторождений (Н. А. Китаев, Г. М. Гундобин, В. А. Гуменюк), формирования первичных ореолов пегматитовых тел (В. Е. Загорский с соавт.).

Раздел «Глобальная и региональная геохимия» включает статьи, посвященные закономерностям формирования земной коры в архее и протерозое (А. И. Тугаринов, А. С. Павленко, Л. П. Орлова, В. А. Макрыгина), генезису пород известково-щелочных серий, развитых в системах островных дуг и вулканических поясов (М. И. Кузьмин, Э. И. Пополитов), геохимическим типам гипербазитов и карбонатитов. Вопросы региональной геохимии рассматриваются на примере Монголии и Чехословакии.

Небольшой раздел «Экспериментальная геохимия» отражает новые направления в изучении пород и минералов. В. Н. Анфилов с соавторами показывают, что силикатные расплавы — это растворы полимеризо-

ванных квазимолекул в ионизированной «свободной» окиси металла-модификатора. А. И. Альмухамедов и А. Я. Медведев рассматривают положение серы в структуре расплава и ее поведение в процессах эволюции основных и ультраосновных магм. Наконец, в работе И. Л. Лапидеса показано, как термические характеристики минералов могут быть использованы для анализа условий их формирования.

Даже такой краткий и неполный обзор статей сборника свидетельствует о его насыщенности новым фактическим материалом. Авторы статей — коллеги, соратники и ученики Л. В. Таусона — надеются, что этот коллективный труд будет с интересом принят самыми широкими кругами советских и зарубежных геологов.

PREFACE

The authors of this collection of papers are not only the scientific workers of the A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry. There are results of modern investigations of many institutions placed in Moscow, Sverdlovsk, Novosibirsk, Irkutsk, Magadan and also in Great Britain, France, DDR and Czechoslovakia.

One can see four parts in this book, and titles of these parts are fields of main interests of Prof. L. V. Tauson, Director of the A. P. Vinogradov Institute and the Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences: I Geochemistry of granitoids, II Geochemistry of ore formation, III Global and regional geochemistry, and IV Experimental geochemistry.

The authors of all 31 papers who are L. V. Tauson's colleagues, friends or scholars hope that such collective work will be interesting for many geochemists, petrologists and geologists in the USSR and abroad.

І. ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ

Ф. А. ЛЕТНИКОВ

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск

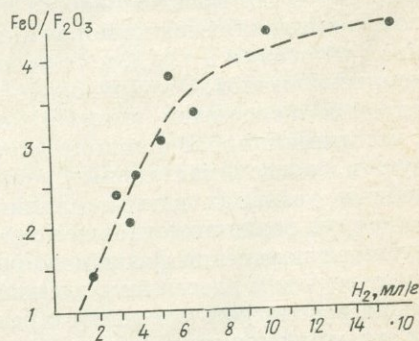
ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Лейкократовые гранитоиды по условиям формирования делятся на две четкие группы: биотитовые гранитоиды гнейсово-купольных структур и региональных зон гранитизации и щелочные гранитоиды со щелочными амфиболами и пироксенами, приуроченные к региональным разломам-линиаментам и дренирующим верхнюю мантию (Нигерия, Казахстан, Восточная Сибирь и т. д.). Как нами было показано ранее (Логачев, 1972; Летников, 1975), для щелочных редкометалльных гранитоидов Нигерии характерны очень высокие содержания водорода, которые хорошо коррелируются со степенью окисления железа в этих породах (см. рисунок).

Дальнейшие исследования флюидов, заключенных в породах, проведенные методами высокотемпературной хроматографии в нашей лаборатории в сочетании с другими методами исследования, показали, что для редкометалльных щелочных гранитоидов с щелочными роговыми обманками и фаялитом или для метасоматитов подобного типа характерны флюиды с высоким содержанием восстановленных газов H_2 , CO_2 и CH_4 . Меньшие, но еще довольно существенные содержания этих газов свойственны также типичным Би—Аб—КПШ—Кв—Топ колумбитоносным магматическим апогранитам. Как правило, для гранитоидов обоих типов характерны высокие содержания F, Nb, Ta, Zr, Hf, TR, которые, по данным Л. С. Бородина (1969), являются в значительной степени мантийными элементами, что, согласно представлениям В. А. Нарсеева, Ф. А. Летникова (1969), А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука (1974), хорошо соответствует высокому содержанию в породах компонентов мантийных флюидов H_2 , CO и CH_4 .

Эти представления подкрепляются геологическими и геофизическими данными. Из них следует, что тектонические структуры, с которыми связаны массивы гранитоидов, дренируют верхнюю мантию (Летников, Зорин, Заячковский, 1975).

Согласно экспериментальным данным (Островский, 1956; Малиновский, 1973), появление в ассоциации с кварцем и полевыми шпатами щелочных роговых обманок и фаялита определяется высокой активностью водорода или других восстановителей: CO и CH_4 , что подтверждается нашими аналитическими данными. Исходя из суммы геологических, геохимических, петрографических и экспериментальных результатов, можно



Зависимость степени окисления железа от содержания водорода в редкометалльных гранитоидах Нигерии.

предположить следующую схему эволюции двух принципиально различных ветвей гранитоидных магм в зависимости от флюидного режима, при котором, они эволюционируют.

Как указывалось выше, щелочные гранитоиды с щелочными роговыми обманками и фаялитом приурочены к глубинным разломам, дренирующим верхнюю мантию, и, как следует из данных анализа флюидов, во всех магматических и метаморфических породах из этих зон присутствуют в больших количествах H_2 , CO и CH_4 , фиксирующие воздействие потока глубинных флюидов на все породы, формирующиеся в зоне повышенной проницаемости. То есть все эндогенные процессы в такой зоне протекают в атмосфере восстановленных флюидов, которые, активно взаимодействуя с породами, в значительной мере окисляются, и в верхних частях зон доля восстановленных флюидов снижается, что приводит к широкому развитию явлений минералообразования на фоне нарастания активности кислорода. Специфическая особенность этих пород — обогащение Ta, Nb, Zr, TR, Sn, W, Be элементами с очень высоким сродством к кислороду (Летников, 1965; Маракушев, Безмен, 1972). Поэтому для того, чтобы мобилизовать эти элементы при прохождении флюидов через породы или расплавы, необходима очень высокая активность F или B, имеющих большее сродство к перечисленным элементам по сравнению с кислородом. Кроме того, перевести в подвижное состояние их можно путем восстановления соответствующих кислородных соединений при высокой активности H_2 , CH_4 , CO и т. д. Не исключая определенного значения фтора, можно считать, что главную роль играют все же восстановительные флюиды, активность которых максимальна в верхней мантии или нижних частях земной коры.

В глубинных разломах или зонах повышенной проницаемости, проникающих в мантию, возникает мощный поток флюидов восстановительного характера, который является мобилизующим по отношению к перечисленным рудным элементам. Восстановительный флюидный режим по зоне способствует транспортировке этих элементов по структуре до верхних частей земной коры, где нарастают процессы окисления флюидов и на этом окислительном барьере начинают формироваться собственно рудоносные граниты и рудоносные гидротермальные системы. Таким образом, рудогенерирующая роль таких глубинных разломов или зон активизации определяется не тем, что они характеризуются повышенной рудоносностью, а тем, что по ним к поверхности земли мигрируют восстановительные флюиды, способствующие извлечению из пород рудных элементов и дальнейшей транспортировке их на многие километры по разрезу земной коры с последующей консервацией их в пределах месторождений на уровне максимального окисления ювенильных флюидов и падения температуры (Летников, 1975). Особенность развития эндогенных процессов в подобных условиях — низкая активность кислорода, что отражается на эволюции всех типов пород. Это четко прослеживается на эволюции гранитоидных расплавов, которые выщлаиваются из пород анхигранитного состава (гнейсы, более древние гранитоиды и т. д.), но в условиях воздействия существенно восстановленных флюидов. Это приводит к появлению экзотических гранитов с фаялитом и щелочными роговыми обманками при содержании $SiO_2 > 70\%$, с которыми широко ассоциирует редкометалльная минерализация. Как следует из экспериментальных данных (Малиновский, 1973), процесс в подобных условиях идет по линии фаялит → кварц + магнетит → эгирин, фиксируя различные уровни возрастания активности кислорода. Особенно чутко на изменение флюидного режима формирования таких пород реагируют редкие и рассеянные элементы (см. ниже). В данной статье целесообразно рассмотреть элементы с различным сродством к кислороду и постепенно меняющимися физико-химическими свойствами: в одной из групп Li и Rb, в другой — Ta и Nb.

В ряду Li—Rb—Cs происходит изменение многих свойств. Так, от Li к Cs уменьшается величина Z_T окислов, фторидов, хлоридов, силикатов,

Таблица 1

Физико-химические параметры лития, рубидия и цезия

Параметр	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺
Первый потенциал ионизации, эВ.	5,39	4,18	3,8
Кристаллохимические радиусы Гольдшмидта, Å.	0,76	1,49	1,65
Радиусы ионов в водных растворах (по Бехтеру), Å.	0,90	1,30	1,50
— Z ⁰ в водных растворах (при 25°), ккал/моль.	70,2	67,4	67,4
— Z ⁰ окислов типа MO (при 25°), ккал/моль.	135,0	69,3	58,8

фосфатов и т. д., т. е. уменьшается энергия связи металл — анион (Летников, 1965). В этом же направлении снижается величина первых потенциалов ионизации (табл. 1), что говорит об увеличении щелочности (Коржинский, 1967). Очевидно, при прочих равных условиях наибольшей склонностью к концентрации (вследствие большего сродства) будет обладать Li, а Rb и Cs преимущественно накапливаться к концу процесса или же рассеиваться в решетках K-содержащих минералов, поскольку наиболее близким элементом-аналогом к ним является K.

Вместе с тем, как показано Л. В. Таусоном (1964), в некоторых случаях уже на магматическом этапе проявляются различия в поведении K и Rb, еще в большей мере это относится к Cs. Если сравнить физико-химические параметры этих элементов, то последовательная смена свойств от Li до Cs фиксируется повсеместно (табл. 1), хотя значения Z⁰ ионов Rb⁺ и Cs⁺ в водных растворах одинаковы, что может служить причиной одинакового их поведения в гидротермальном процессе. Исключительно велика роль щелочных элементов в образовании всевозможных сложных комплексных соединений редких металлов (Гинзбург, 1960) с фтором, хлором, кислородом и т. д. Здесь преимущественно возникают соединения типа A_n(MX_p), где A—Na, K, Li, Rb, Cs; M—Sn, W, Mo, Ta, Nb, Ti, Zr и т. д.; X—Cl, F, O, B. Эти комплексные соединения устойчивы в широком диапазоне P—T- и pH-условий и, вероятно, являются ведущей формой сопряженного переноса щелочей, галоидов и металлов.

При этом каждому типу соединений будет соответствовать и определенный щелочной элемент. Например, у фтортитанатов Li и Na ион (TiOF₄)²⁻ с ростом температуры оказывается непрочным вследствие высокой поляризующей силы внешнесферных ионов, а у фтортитанатов K, Rb и Cs ион (TiOF₄)²⁻ довольно устойчив и не гидролизует в диапазоне 350—500°C. Реакционная способность комплексных фторидов уменьшается в ряду Li—Cs для соединений Zr и Hf и в ряду Li—Na—K—Cs—Rb для соединений Ti. Реакционная способность комплексных фторидов уменьшается в ряду Ti—Zr—Hf (Скляднев, 1970). Столь сложный характер взаимоотношений между составными частями комплексных соединений приводит к тому, что в некоторых из них энергия связи K с ядерной частью фторкомплекса оказывается выше, чем у Li и Na. Так, величина ΔH₂₉₈⁰ для Li₂SiF₆ равна —703,45; Na₂SiF₆ —694,9; K₂SiF₆ —706,7 ккал/моль. Следует подчеркнуть, что эта зависимость прослеживается у большинства комплексных фторидов и оксифторидов, когда комплексы с K, Rb, Cs оказываются более устойчивыми по сравнению с комплексами Na и Li и сродство у первых к ядерной части комплекса, как правило, выше. Это позволяет предполагать близость путей миграции K, Rb, Cs и многих редких элементов, что подтверждается наличием корреляции между ними не только в метасоматически измененных породах, но и в гранитоидах.

Литий и рубидий в гранитоидах Кокчетавской глыбы, γ/g

Порода	Число проб	Li	Rb	$\frac{K}{Rb}$	Преобладающий тип флюидов
Гранодиориты	84	29	185	117	Окисленные флюиды с преобладанием H_2O и CO_2 То же
Бiotитовые граниты и адамеллиты	206	32	253	170	
Лейкократовые граниты и аляскиты	486	14	305	146	»
Колумбитоносные граниты и аляскиты	1314	65	408	103	Высокие содержания H_2 , CO и CH_4
Граносиениты и кварцевые сиениты	92	9	503	120	Смешанный тип флюидов, преобладает H_2O , местами высокие содержания CO и H_2

Как нами было показано ранее, первые три группы пород Кокчетавской глыбы (табл. 2) формировались в пределах гнейсово-купольных структур (Летников, 1975), а две последних — в зонах активизации с разной глубиной заложения и различным флюидным режимом. И если колумбитоносные граниты несут следы воздействия типичных восстановленных флюидов, то в граносиенитах и кварцевых сиенитах преобладает смешанный тип флюидов с отдельными аномалиями содержания CO , H_2 и реже CH_4 . Аномально высокое содержание Li и Rb особенно свойственно колумбитоносным гранитам и аляскитам с восстановленным характером флюидов. Относительно низкий потенциал кислорода по пути миграции флюидов в зонах активизации, в которых шло формирование колумбитоносных гранитов, существенно снизил масштабы образования основного минерала-концентратора лития — слюды, в результате чего расширились масштабы образования пироксенов и амфиболов.

В гранитоидах, формирующихся в пределах гнейсовых куполов под воздействием окислительных флюидов, необычным представляется поведение Li , концентрация которого резко снижается в наиболее молодых лейкократовых гранитах и аляскитах, хотя в этом же ряду идет закономерное повышение содержания Rb , что находит выражение в увеличении Rb/Li отношения от 6,4 до 21,9. Отсюда следует весьма важный геохимический и практический вывод о том, что эволюция гранитоидных расплавов в пределах бывших гнейсово-купольных структур не приводит к обогащению Li наиболее поздних лейкократовых гранитов, хотя, как указывалось ранее, в пределах каждого конкретного массива последние фазы интрузивной деятельности могут обогащаться Li .

В отличие от лития рубидий накапливается в эволюционном ряду первой группы пород, где тесно ассоциирует с K , хотя эта зависимость и не носит линейного характера. Так, K/Rb отношение в биотитовых гранитах больше, чем в лейкократовых, а содержание Rb меньше (табл. 2). Это обусловлено тем, что от гранодиоритов к аляскитам происходит расширение поля КППШ, основного минерала-концентратора Rb .

Следовательно, в гранитоидах, связанных с эволюцией гнейсовых куполов, от начала к концу процесса уменьшаются содержания Li в породах и увеличиваются Rb , несмотря на то, что в этом направлении уменьшаются T и P_s формирования соответствующих расплавов.

Колумбитоносные граниты и породы граносиенитового ряда формировались в зонах активизации в условиях постоянного воздействия глубинных восстановленных флюидов, и это обусловило накопление в них максимального количества Rb . В колумбитоносных гранитах Li преимущественно концентрируется в слюдах, состав которых меняется вплоть до протолитионита. Почти полное отсутствие слюд в граносиенитах предопределяет бедность этих пород Li и очень высокое Rb/Li отношение, рав-

Физико-химические свойства элементов

Свойства	Ta	Nb	Ti	Zr	U
— ΔZ_{298} высших окислов, ккал/г-атом кислорода.	91,9	84,6	105,3	122,2	123,1
То же, при 1000°C	72,4	63,3	81,6	93,8	101,3
Значения P_{O_2} для реакций образования высших окислов $M^{+} + O = MO$, при 25°C	10^{-140}	10^{-125}	10^{-150}	10^{-150}	10^{-150}
То же, при 1000°C	10^{-24}	10^{-21}	10^{-28}	10^{-34}	10^{-34}

ное 56, тогда как в колумбитоносных гранитах это отношение соответствует 6,3.

Многими исследователями отмечалась геохимическая связь Nb и Ta с Ti, Zr, U, причем с первым в большой мере (Г. Хевеши, К. Раннама, Г. Сахама, А. Е. Ферсман, Л. В. Таусон, А. И. Гинзбург, Ф. Р. Апельцин, Е. Б. Знаменский, В. В. Ляхович и др.).

Сравнение некоторых физико-химических параметров данных элементов подчеркивает это положение (табл. 3). Так, ΔZ высших окислов при 25 и 1000°C в расчете на 1 г-атом кислорода (Летников, 1965) наиболее близки у Ti—Ta—Nb, в такой же мере близки для них и парциальные давления кислорода (P_{O_2}) при протекании соответствующих реакций, особенно при 1000°C (Крестовников и др., 1963).

Ряд сродства к кислороду для этой триады будет выглядеть так: $Ti > Ta > Nb$, что соответствует повышению P_{O_2} в такой же последовательности. Отсюда же следует, что по сравнению с Nb Ta по своим свойствам стоит ближе к Ti. Если отождествить P_{O_2} и глубинность формирования пород в земной коре, то очевидно, что при давлении кислорода менее 10^{-24} — 10^{-25} атм Ta и тем более Nb не могут образовывать собственных минералов, а будут рассеиваться в решетках соответствующих титансодержащих минералов, что и наблюдается в глубинных изверженных породах, для которых самостоятельные минералы Ta и Nb не характерны. Следовательно, появление минералов Ta и Nb возможно при уменьшении количества Ti в системе и повышении P_{O_2} до 10^{-24} — 10^{-21} атм. Очевидно, что при прочих равных условиях Ta раньше Nb будет образовывать самостоятельные минералы и наименее глубинные из них будут собственно ниобиевыми. Естественно, что этот вывод не относится к отдельно взятому массиву, эволюционирующему в условиях приблизительного постоянства P_{O_2} , а более отвечает эволюции систем в разрезе земной коры.

Вместе с тем не следует забывать, что Ta и Nb обладают способностью образовывать довольно устойчивые комплексные галоидные и оксигалоидные соединения. Было рассмотрено более 30 комплексных соединений Ta и Nb, в которых роль акцептора играет К (Летников, 1966). При сопоставлении выявилась следующая зависимость:

- для стехиометрически идентичных соединений Ta и Nb у первых теплота образования всегда больше на величину от 2,5 до 4 ккал/моль;
- теплота образования фторидных комплексов Ta и Nb выше почти в 1,5 раза, чем у соответствующих хлоридных;
- замена во фторкомплексе одного иона фтора на кислород приводит к увеличению энтальпии данного соединения.

Опираясь на значения ΔH и ΔZ соответствующих комплексных соединений (Летников, 1966; Василькова и др., 1969), можно сделать вывод, что при эволюции флюидов порядок образования (а возможно, и устойчивость)

должен быть следующим: оксифториды тантала — оксифториды ниобия — фториды ниобия — фториды тантала — фториды ниобия — оксихлориды тантала и ниобия — хлориды тантала — хлориды ниобия. Следует подчеркнуть преимущественную роль K, Rb и Cs в образовании комплексов по сравнению с Na и Li.

Ведущее значение K в качестве иона в комплексных соединениях Nb подтверждено экспериментально И. В. Александровым с сотрудниками. Ими было установлено, что при 300—600°C введение Na в раствор углекислого калия вызывает понижение концентрации ниобия в нем. То есть натрий по сравнению с калием препятствует миграции ниобия и способствует его осаждению. Ниже 270°C различия между калиевыми и натриевыми растворами по отношению к ниобию сглаживаются (Александров, 1973). Следовательно, в геохимии Ta и Nb щелочи играют двойную роль. Если K, Rb и Cs образуют устойчивые комплексные соединения с Ta и Nb, но не входят в состав ни одного из тантало-ниобатов, то Na, участвуя в составе минералов (пирохлор, лошарит, дуапит), не образует устойчивых комплексных соединений. Поэтому длительная миграция Ta и Nb возможна вместе с K, Rb и Cs, а консервация — в виде минералов в участках локального и значительного повышения активности Na и, вероятно, в еще большей мере Li. В таких условиях формируются альбититы и амазонит-альбитовые апограниты, где, по данным И. В. Александрова (1973), в условиях повышения активности Na, Li при 300—450° образуется танталит, а при 200° — микролит.

Сравнение средних содержаний Ta и Nb в гранитоидах Кокчетавской глыбы подчеркивает разную геохимическую судьбу этих элементов в зависимости от флюидного режима систем, в которых происходило выплавление и эволюция гранитоидных магм (табл. 4).

Как указывалось выше, гранитоиды гнейсовых куполов проходили все стадии от выплавления до кристаллизации при воздействии существенно окисленных флюидов. Для этой серии пород характерно почти постоянное содержание Ta и незначительное возрастание содержания Nb от гранодиоритов через биотитовые граниты и адамеллиты до лейкократовых гранитов и аляскитов, когда Nb/Ta отношение в ряду возрастает от 8,5 до 14,7 (табл. 4), при этом концентрации Ta и Nb сопоставимы с таковыми в известных геохимических сводках для пород данного класса (Таусон, 1961). Эволюция гранитоидов в режиме окисленных флюидов не приводит к резкому обогащению последних дериватов Ta и Nb.

Совсем иная зависимость отмечается для гранитоидов из зон активизации, которые формировались под воздействием восстановленных флюидов. Для Ta из гранитоидов этих зон характерны в 1,5 и Nb в 1,5—2 раза более высокие содержания, чем в гранитоидах из гнейсово-купольных структур, хотя по химическому и минеральному составу они идентичны и сформировались в результате плавления одного и того же гнейсово-гранитного субстрата в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Летников, 1975). Для этих гранитов характерно появление акцессорного колумбита, количество которого возрастает при развитии площадной альбитизации и грейзенизации параллельно с ростом содержания Ta (в 2,5—3 раза) и Nb (почти в 2 раза). При этом в отличие от гранитов первой группы Nb/Ta отношение снижается от 13,5 до 8,9 (табл. 4).

Из сопоставления гранитоидов этих двух групп можно сделать предварительный вывод о том, что развитие процесса эволюции гранитоидной магмы в условиях высокой активности кислорода, которая монотонно и весьма незначительно возрастает к концу процесса (Летников, 1975), не приводит к резкому накоплению рудных элементов в конечных продуктах эволюционной ветви. И наоборот, резкий переход от существенно восстановительных условий процесса в зоне активизации к окислительным, существовавшим на уровне становления колумбитоносных гранитов и в еще большей мере возросшим при их площадной альбитизации и грейзениза-

Тантал и ниобий в гранитоидах Кокчетавской глыбы, μ/g

Порода	Число проб	Ta	Nb	Nb/Ta
Гранитоиды, формировавшиеся в пределах гнейсовых куполов				
Гранодиориты	39	2,6	22,0	8,5
Бiotитовые граниты и адимеллиты	85	2,8	20	7,1
Лейкоократовые граниты и аляскиты	116	2,1	31	14,7
Гранитоиды из зон активизации				
Колумбитоносные граниты	286	3,8	51,0	13,5
Колумбитоносные граниты со слабой площадной альбитизацией и грейзенизацией	215	11,0	98	8,9
Кварцевые сиениты и граносиениты средних глубин	42	2,0	53	26,5
Граносиениты малых глубин	183	2,5	196	78,4

ции, приводит к аномальному накоплению Ta и Nb в гранитах и продуктах их автотетасоматического преобразования. Весьма типично также снижение в последнем случае Nb/Ta отношения, что может быть объяснено переходом от восстановительных условий к окислительным, когда в породе на этой стадии преимущественно концентрируется элемент с большим сродством к кислороду, в данном случае Ta.

Для граносиенитов и кварцевых сиенитов зон активизации, формирующихся под воздействием флюидов смешанного типа, характерно постоянное содержание Ta и резкое (почти в 4 раза) возрастание количества Nb при переходе к граносиенитам малых глубин от средних.

Таким образом, формирование гранитоидов, выплавившихся из одного и того же гранито-гнейсового субстрата, но под воздействием окислительных коровых или восстановленных мантийных флюидов, происходит по разным схемам и характеризуется различием в поведении целого ряда элементов, определяющих в итоге их рудоносность.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров И. В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М., «Наука», 1973. 148 с.
- Бородин Л. С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формаций щелочных пород.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрографического совещ. Баку, 1969, с. 420—423.
- Василькова И. В., Смирнова Е. К., Смирнова Е. Д. Энтальпии образования оксихлорниобатов рубидия и цезия типа $Me_2[NbOCl_5]$.— «Вестн. ЛГУ», 1969, № 16. Физика. Химия. Вып. 3, с. 107—110.
- Гинзбург А. И. Типы редкометалльных месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржиский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.
- Крестовников А. Н., Владимиров Л. П., Гуляницкий Б. С., Фишер А. Я. Справочник по расчетам равновесий металлургических реакций. (Ускоренные методы). М., Металлургиздат, 1963. 416 с.
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965. 116 с.
- Летников Ф. А. К геохимии тантала и ниобия в постмагматических процессах.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 104—106.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 214 с.

Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе. (Северный Казахстан).— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 260—268.

Летников Ф. А. Некоторые проблемы эволюции вещества в земной коре при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975, с. 43—52.

Логачев Н. А., Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. К петрологии гранитоидов плато Джос (Нигерия).— В кн.: Гидрогеология и петрохимия Восточной Сибири. Методика геологических исследований (научная информация). Иркутск, 1972, с. 23—25.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VI. М., «Наука», 1974, с. 102—130.

Малиновский И. Ю. Парагенетические ассоциации магнетита в системе CaCO_3 — Al_2O_3 — SiO_2 — Fe_3O_4 в растворах хлоридов натрия и калия. (Эксперим. исслед.). Новосибирск, «Наука», 1973. 112 с.

Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулcano-плутонической системы.— В кн.: Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносности. М., «Наука», 1969, с. 187—192.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 139 с. (Труды ИГЕМ, вып. 9).

Скляднев Ю. Н. Пирогидролиз комплексных фторидов подгруппы титана состава M_2SiF_6 . Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970. 20 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

И. Д. РЯБЧИКОВ, А. С. ЕФИМОВ,
В. М. КУЛИГИН, Н. Л. ШИЛИН

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ДЕГАЗАЦИИ КИСЛЫХ МАГМ

Основы геохимии рудных элементов в интрузивных комплексах в связи с их потенциальной рудоносностью были заложены трудами Л. В. Таусона и его учеников (Таусон, 1961, 1974 и др.). К настоящему времени накоплен огромный фактический материал в этом направлении, требующий его физико-химической интерпретации. Это в свою очередь требует постановки экспериментальных работ по изучению поведения рудных компонентов в минеральных системах при параметре интрузивного процесса. Информации такого рода была получена ранее в отношении железа (Павлов, Рябчиков, 1970), цинка (Рябчиков, 1970; Holland, 1972; Рябчиков и др., 1974) и ряда других тяжелых металлов (Рябчиков, 1975).

Представлялось интересным вовлечь в круг аналогичных исследований золото, так как, с одной стороны, золоторудные месторождения чрезвычайно важны в промышленном отношении, а с другой—золото в отличие от рудных компонентов гидротермальных месторождений встречается в природе почти исключительно в самородном состоянии, что в значительной мере может упростить физико-химический анализ его парагенезисов.

Общепризнан тот факт, что большинство золоторудных месторождений локализуется в ареалах развития разнофациальных продуктов кислого магматизма. Экспериментальное определение параметров для физико-химического анализа процессов миграции и концентрации элемента в природных объектах поможет выявлению закономерностей связи магматизм—руда.

Метод эксперимента. Большая часть опытов проводилась в реакторах высокого давления типа толстостенных пробирок с холодными затворами

(Tuttle, 1949), изготовленных из жаропрочного сплава ЭП-220 (Химушин, 1969). Отдельные эксперименты были выполнены в аппарате с внутренним нагревателем конструкции И. А. Островского (1962).

В качестве исходных веществ использовались стекло состава минимума плавкости в системе санидин — альбит — кварц — вода (упрощенный гранит), кристаллический кварц, а также водные растворы хлоридов калия и натрия с атомным отношением $K/Na=1$. Растворы и шихты готовили из химически чистых реактивов. В одном из опытов в шихту были добавлены топаз (из пегматитов Вольни) и флюорит (х. ч. фторид кальция).

В процессе подготовки к опыту силикатную шихту (смесь стекла с избытком кристаллического кварца), а также дробленый кварц (размер зерен 0,5—1 мм) помещали в отдельные платиновые капсулы диаметром 3 мм, в стенках которых прокальвали множество тонких отверстий. Перфорированные капсулы с веществами и порцию раствора помещали в золотые капсулы диаметром 5 мм, которые герметически заваривали с помощью миниатюрной дуговой сварки. Золотые капсулы помещали в аппарат высокого давления и выдерживали в течение определенного времени при заданных параметрах, после чего производили изобарическую закалку.

Поставленные опыты имели целью изучение концентрации насыщения водного раствора и силикатного расплава металлическим золотом. Источником золота служили стенки внешней капсулы, а перфорированная капсула с кварцем использовалась в качестве ловушки водного раствора.

После опытов перфорированные капсулы с кварцем извлекали и высушивали в сушильном шкафу. Определение происходящей при этом потери веса позволяло установить количество раствора, захваченного между зернами кварца. Затем кварц вместе с сухим остатком водного раствора и силикатное стекло из другой перфорированной капсулы анализировали на золото. (С одной стороны, силикатное стекло использовалось для буферирования кислотности хлоридного раствора, а с другой — для установления предельного количества золота, растворяющегося в гранитном расплаве в условиях эксперимента).

Анализ на золото выполняли инструментальным нейтронно-активационным методом с использованием многоканального анализатора (LP-4840, «Nokia», Финляндия) в комплексе с отечественным полупроводниковым детектором (ДГДК) объемом 40 см³. Определения проводил В. М. Кулигин в отделе физико-химических методов анализа ЦНИГРИ МГ СССР.

Результаты анализов дают возможность рассчитать концентрации золота в водном флюиде и в силикатном расплаве в условиях экспериментов.

Результаты экспериментов. Растворимость золота при 750—850°C в хлоридных растворах, равновесных с гранитным расплавом, составляет величины порядка сотых долей весового процента (см. таблицу). При повышении температуры до 1000°C растворимость золота в хлоридном флюи-

Результаты опытов по изучению растворимости золота в водном флюиде и силикатном расплаве гранитного состава при 1,5 кбар

Номер опыта	T°C	Продолжительность опытов, ч	Фазовый состав продуктов заделки	Содержание хлоридов в водной фазе, моль/кг H ₂ O	Концентрация золота в водном флюиде, вес. %	Концентрация золота в силикатном стекле, вес. %
32-2	750	260	Стекло, кварц	4	0,065	—
37-7	850	100	» »	1	0,028	0,0005
37-8	750	100	» »	1	0,014	—
38-8	750	240	» »	1	—	0,0004
36-3	1000	10	» »	1	0,21	—
38-4	600	240	Кварц, полевой шпат, топаз, флюорит	0	0,0008	—

де растет приблизительно на порядок, как следует из результатов опыта 36-3. Этот вывод, однако, следует считать предварительным, так как в данном случае не исключена возможность завышения измеренной растворимости золота вследствие его переотложения водной фазой в условиях заметного температурного градиента.

Сравнение результатов опытов 32-2, 37-7 и 37-8 показывает, что растворимость золота возрастает с увеличением концентрации хлоридов в водном растворе. Во флюидах с высокими концентрациями фтористых компонентов, буферизуемых равновесием с флюоритом и топазом (опыт 38-8), но не содержащих хлоридов, растворимость золота на порядок меньше по сравнению с растворимостью рассматриваемого металла в одномоляльном хлоридном растворе.

Полученные в настоящей работе значения растворимости золота в хлоридных растворах ниже величин растворимости золота в растворах хлористого калия, кислотность которых буферизуется мусковитсодержащими ассоциациями силикатных фаз, по данным Хенли (Henley, 1973), с учетом экстраполяции последних в область более высоких температур. Эти различия, по всей вероятности, связаны с более низкой кислотностью растворов, равновесных с нормальным гранитным расплавом (наши опыты), по сравнению с флюидами, взаимодействующими с гиперглиноземистым минеральным парагенезисом (опыты Хенли). Кроме того, замена части калия на натрий в водной фазе и более низкий окислительно-восстановительный потенциал среды в наших опытах также могли иметь определенное значение.

Концентрация насыщения золота в гранитном расплаве при 850—750°C составляет, по нашим данным, $\sim 5 \cdot 10^{-4}$ вес. % (опыты 37-7 и 37-8). В дополнение к экспериментам, результаты которых приведены в таблице, нами была поставлена серия опытов по синтезу из хлоридных растворов в присутствии металлического золота магнетита при температурах 600—800°C и давлении 2 кбар. Последующий анализ этих магнетитов с помощью электронного микронзонда показал, что содержание золота в них во всех случаях ниже 10^{-2} вес. %. Имеющиеся достаточно разрозненные данные о распределении золота между сосуществующими минералами гранитоидов (включая акцессорный магнетит), а также о его геохимическом поведении в отдельных многофазных кислых магматических комплексах (Зверева, Гавриленко, 1971), по-видимому, свидетельствуют об отсутствии заметного фракционирования золота при кристаллизации гранитных магм, что говорит о близости к единице коэффициентов распределения золота для всех минералов кислых пород, включая магнетиты. Таким образом, можно заключить, что концентрация насыщения золотом гранитного расплава должна быть ниже 10^{-2} вес. %, что не противоречит данным, полученным с помощью нейтронно-активационного анализа синтезированных стекол (см. таблицу, опыты 37-7 и 38-8).

Обсуждение результатов. Полученные экспериментальные данные позволяют рассмотреть баланс золота в ходе дегазации кислых магм. Учитывая, что средняя концентрация хлоридов в магматическом флюиде гранитоидов близка к одномоляльной (Рябчиков, 1975), и принимая во внимание, что растворимость золота в одномоляльном хлоридном растворе, равновесном с гранитным расплавом, составляет $1,5 \cdot 10^{-2}$ %, а растворимость в силикатной жидкости при тех же условиях равна $5 \cdot 10^{-4}$ %, коэффициент распределения золота между флюидом и расплавом (K^{Fl}) можно оценить как ≈ 50 . Выше указывалось, что коэффициент распределения золота между породообразующими минералами и гранитной магмой, по-видимому, близок к единице. Эти данные могут быть в первом приближении использованы для характеристики поведения золота в ходе эволюции кислых магматических очагов.

Для дальнейших рассуждений воспользуемся уравнением баланса масс золота в частично раскристаллизованной магме в присутствии флюидной

фазы, которое можно записать в следующей форме:

$$m^{F1} + m^S + m^L = m^T, \quad (1)$$

где m^{F1} , m^S , m^L и m^T — массы золота соответственно во флюиде, кристаллических минералах, силикатном расплаве и системе в целом. Полагая, что золото равновесно распределено между сосуществующими фазами, получаем

$$M^{F1} C^L K^{F1} + M^S C^L K^S + M^L C^L = C^0 M^T, \quad (2)$$

где M^{F1} , M^S , M^L и M^T — соответственно общие массы флюида, твердых фаз, магмы и системы в целом; $K^S = C^S/C^L$ и $K^{F1} = C^{F1}/C^L$ — коэффициенты распределения, а C^L , C^S , C^{F1} и C^0 — соответственно концентрации золота в расплаве, смеси кристаллических фаз, флюиде и гомогенной магме до начала выделения из нее кристаллов и флюида. Преобразуя это выражение, для момента конца кристаллизации магматического расплава получаем

$$(C^{F1})_{M^L \rightarrow 0} = \frac{C^0}{M^{F1}/M^T + (1 - M^{F1}/M^T) K^S/K^{F1}}; \quad (3)$$

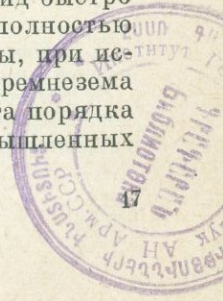
$$(m^{F1}/m^T)_{M^L \rightarrow 0} = \frac{M^{F1}/M^T}{M^{F1}/M^T + (1 - M^{F1}/M^T) K^S/K^{F1}}; \quad (4)$$

$$m_{M^L \rightarrow 0}^{F1} = \frac{C^0 M^{F1}}{M^{F1}/M^T + (1 - M^{F1}/M^T) K^S/K^{F1}}. \quad (5)$$

Подставляя в уравнение (3) величины $K^S = 1$; $K^{F1} = 50$; $C^0 = 4,5 \cdot 10^{-7}$ вес. % (кларк золота в гранитах; Виноградов, 1962); $M^{F1}/M^T = 0,02$ (что отвечает 2% водного флюида после окончания кристаллизации силикатного расплава), находим, что концентрация золота в магматическом флюиде должна быть равна $\sim 1 \cdot 10^{-5}$ вес. %. Расчеты с помощью уравнений (4) и (5) при тех же значениях входящих в них параметров показали, что приблизительно половина золота, первоначально входившего в состав магмы, в конце процесса затвердевания расплава будет извлечена водным раствором ($m^{F1}/m^T \approx 0,5$), т. е. для гранитного штока средней величины объемом 100 км^3 масса рассматриваемого металла, переходящая в подвижную форму, составит $\sim 700 \text{ т}$.

Отсюда, во-первых, следует, что количества золота, мобилизуемые магматическим флюидом, достаточны в случае их концентрированного осаждения для формирования промышленного месторождения. Во-вторых, хотя при параметрах магматического процесса одномолекулярный хлоридный раствор с $1 \cdot 10^{-5}$ вес. % Au недонасыщен металлическим золотом, охлаждение его до температур ниже 300°C должно привести к осаждению металлической фазы, о чем свидетельствует сравнение этой величины с экспериментальными данными Хенли (Henley, 1973). Конечно, отложение самородного золота при охлаждении магматического флюида окажется возможным только при отсутствии потерь золота из водной фазы в результате обмена с минералами вмещающих пород на более высокотемпературных стадиях процесса.

Рассмотрим вопрос о содержании золота в рудах, которые могут отложиться из флюида, остающегося после кристаллизации кислых магм. Если силикатный расплав охлаждается на глубинах 3—5 км, то растворимость кремнезема в водном флюиде при температуре силикатного раствора будет близка к 1 вес. %. Полагая, что магматический флюид быстро перемещается в область низких температур, где практически полностью осаждаются растворенные в нем кремнезем и рудные компоненты, при исходном содержании в этом флюиде золота (10^{-5} вес. %) и кремнезема (1 вес. %) получим минеральный агрегат с концентрацией золота порядка первых десятков граммов на тонну, что отвечает качеству промышленных



руд. Аналогичные оценки при медленном охлаждении гидротермального флюида, сопровождающемся гидротермальной дифференциацией, на современном уровне знаний затруднены, поскольку здесь возможно как относительное обогащение гидротермального раствора золотом в результате ранней садки посторонних компонентов, так и потери рассматриваемого металла вследствие захвата его решетками минералов вмещающих пород.

Таким образом, полученная физико-химическая информация и проведенные расчеты, с одной стороны, указывают на возможность генетической связи золотого оруденения с кислым магматизмом. С другой стороны, первично-экзогенные источники вещества золоторудных месторождений в свете имеющихся данных маловероятны. Это вытекает из чрезвычайно высокой степени недонасыщения горных пород с кларковыми содержаниями рудных металлов самородным золотом. Действительно, если сравнить концентрацию насыщения гранитного расплава золотом ($5 \cdot 10^{-4}$ вес. %; см. выше) со средним содержанием золота в гранитах ($4,5 \cdot 10^{-7}$ вес. %; Виноградов, 1962), то можно прийти к выводу, что нормальные граниты недонасыщены золотом приблизительно в 1000 раз, или термодинамическая активность золота в гранитах имеет значение порядка 10^{-3} .

Содержания золота в гранитоидах и наиболее распространенных типах пород осадочного генезиса близки, т. е. экзогенные рудогенерирующие системы характеризуются высокой степенью недонасыщенности металлическим золотом. Отсюда следует, что выделение минеральных ассоциаций с участием самородного золота из раствора, первоначально находившегося в равновесии с исходной породой магматического или осадочного происхождения, начнется только в том случае, если растворимость золота в гидротермальном флюиде в результате изменения термодинамических параметров уменьшится, по крайней мере, на три порядка. В то время как в магматических системах причиной такого снижения растворимости может быть охлаждение раствора в температурном интервале порядка нескольких сотен градусов, для метаморфогенных процессов трудно представить действие какого-либо механизма, изменяющего растворяющую способность водного флюида в отношении металлической фазы в такой степени. В связи с этим возникновение промышленных концентраций золота без участия магматогенных процессов кажется весьма сомнительным.

Если в результате магматической деятельности достигалось значительное повышение химического потенциала золота, то метеорные воды могут сыграть важную роль в его последующем перераспределении. Способность вадозных растворов к повторной мобилизации золота и других халькофильных металлов связана с тем, что экзогенные формации обладают огромными ресурсами соединений хлора и серы, сильно интенсифицирующих транспортировку рудных металлов водной фазой. Вследствие этого формирование промышленных золоторудных концентраций можно представить в виде многоступенчатого процесса, а источники вещества месторождений будут при этом носить смешанный характер.

В этом отношении показательны изотопные данные для золоторудного месторождения Кортез, штат Невада, США (Rye *et al.*, 1974), где все аниогенные элементы (S, O, C, H) заимствованы из метеорных вод или осадочных пород, а изотопный состав рудного свинца почти идентичен составу свинца из интрузивных пород, залегающих в пределах рассматриваемого рудного поля. Есть все основания полагать, что источники свинца и других рудных металлов для одного и того же месторождения одни и те же.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
Зверева Н. Ф., Гавриленко Б. В. Золото в породообразующих минералах интрузивов Кыркудукского комплекса (Северный Казахстан). — «Геохимия», 1971, № 1, с. 114—118.

Островский И. А. Простой изолированный электроввод для работы со сжатыми газами при давлении 5000 кг/см² и бомба с внутренним нагревателем до 1600°C.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 160—162.

Павлов Д. И., Рябчиков И. Д. Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными хлоридными растворами в условиях высоких температур и давлений.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3, с. 704—706.

Рябчиков И. Д. Содержание цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1418—1420.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1975. 232 с.

Рябчиков И. Д., Уолл В. Дж., Бернам К. У. Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами.— «Геол. рудных месторождений», 1974, т. 16, № 3, с. 15—26.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

Химушин Ф. Ф. Жаропрочные стали и сплавы. М., «Металлургия», 1969. 749 с.

Henley R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions.— «Chemical Geol.», 1973, v. 11, № 2, p. 73—87.

Holland H. D. Granites, solutions and base metal deposits.— «Econ. Geol.», 1972, v. 67, № 3, p. 281—301.

Rye R. O., Doe B. R., Wills J. D. Stable isotope and lead isotope study of the Cortez, Nevada, gold deposit and surrounding area.— «J. Res. U. S. Geol. Surv.», 1974, v. 2, N 1.

Tuttle O. F. Two pressure vessels for silicate water studies.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1949, v. 60, p. 1727—1729.

В. И. КОВАЛЕНКО, Н. И. КОВАЛЕНКО

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

РОЛЬ ФТОРА В ГРАНИТОИДНОМ ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ И КОНЦЕНТРИРОВАНИИ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Роль фтора в гранитном петрогенезисе заключается не только и не столько в образовании собственных минералов и месторождений фтора, сколько во влиянии на пути кристаллизации гранитных магм, на их состояние, состав и способность концентрировать редкие и рудные элементы. На эту особенность поведения фтора обратил внимание Л. В. Таусон (1972), когда выделил специальный геохимический процесс эманационного концентрирования редких элементов в магмах с активным участием фтора. В настоящей статье рассматривается роль фтора при эволюции обычных гранитных магм, поздними дифференциатами которых во многих регионах являются гипабиссальные редкометалльные литий-фтористые граниты (Коваленко, 1975, 1977), а в некоторых районах — и более глубинные натрий-литиевые пегматиты. Для обсуждения привлекаются все новейшие петрологические, геохимические и экспериментальные данные.

В геохимии фтор относится к группе летучих компонентов. Он рассеивается в большинстве петрогенетических процессов. Среднее содержание фтора в породах земной коры составляет $6,6 \cdot 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962) и возрастает от $3,7 \cdot 10^{-2}\%$ в основных породах до $8 \cdot 10^{-2}\%$ в кислых. Средние содержания фтора в гранитах и риолитах весьма близки (Рябчиков, 1975), что свидетельствует о его слабой летучести и сохранении (рассеянии) в твердых фазах при кристаллизации гранитных расплавов с кларковыми содержаниями фтора. В настоящее время многие геологи считают, что нормальные лейкократовые известково-щелочные граниты с кларковыми содержаниями редких элементов и фтора образуются

в результате кристаллизации гранитных магм, сформировавшихся при палингенезе сиалического слоя земной коры (Кузнецов, Яншин, 1969). Содержание фтора в таких магмах должно зависеть от среднего содержания этого элемента в земной коре, от содержания его в глубинных инициаторах плавления — трансмагматических растворах (Коржинский, 1972), от коэффициентов распределения фтора между твердыми фазами и расплавом и между расплавом и флюидом, а также от степени плавления исходных пород. Некоторое увеличение среднего содержания фтора в кислых породах ($8 \cdot 10^{-2}\%$) по сравнению с его содержанием в земной коре ($6,6 \cdot 10^{-2}\%$) уже свидетельствует (даже при большой неопределенности всех перечисленных факторов) о способности фтора концентрироваться в выплавляющихся гранитных магмах. Это подтверждается имеющимися единичными оценками коэффициентов распределения фтора (Бэрнем, 1970; Рябчиков, 1975), а также экспериментально полученными их значениями.

Так, комбинированный коэффициент распределения фтора между твердыми фазами и расплавами в системе онгонит — H_2O — HF, рассчитанный по экспериментальным данным (Н. И. Коваленко и др., 1975, 1976), колеблется в интервале от 0,01 до 0,4, возрастая до 1,0 и несколько более только в составах с ранней кристаллизацией собственных минералов фтора (топаза, слюд). Комбинированный коэффициент распределения фтора между вкрапленниками альбита, кварца, калиевого полевого шпата, топаза, слюды и основной массой онгонитов (Коваленко, 1973) составляет величину порядка 0,15. То есть в гранитных системах даже с равновесиями типа полевые шпаты + кварц + слюды + топаз + расплав фтор предпочтительнее концентрируется в расплавах.

Коэффициент распределения фтора между расплавом и сосуществующим с ним водным флюидом в системе онгонит — H_2O — HF и в дополнительно изученной нами части системы гранит — H_2O — HF в интервале

температур 800 — $600^\circ C$ значительно превышает единицу (Коваленко и др., 1976). Для изотермы $800^\circ C$ значение этого коэффициента близко к 3 и не зависит от содержания фтора в системе (рис. 1, а). Видимо, растворение фтора в онгонитовом расплаве при этой температуре близко к идеальному смешению (Н. И. Коваленко и др., 1976). При понижении температуры (рис. 1, б — г) намечается отчетливая зависимость коэффициента распределения фтора между остаточным расплавом и флюидом от содержания фтора в системе. Для систем с низкими содержаниями фтора коэффициент распределения фтора колеблется от 10 при 750° до 25 при 650 — $600^\circ C$. С возрастанием содержания фтора в системе коэффициент распределения фтора падает для всех температур, стремясь к значению, близкому к 3.

Таким образом, при палингенном выплавлении гранитных магм, видимо, подавляющая часть фтора исходных пород и трансмагматических растворов должна фиксироваться во фракциях выплавляющихся магм. Эти же данные приводят нас к выводу о

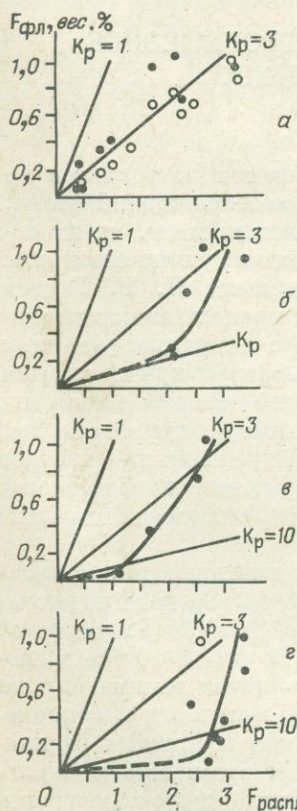


Рис. 1. Распределение фтора между онгонитовым расплавом и флюидом при температурах 800° (а), 750° (б), 700° (в) и 650 — $600^\circ C$ (г).

последовательном накоплении фтора в остаточных расплавах кристаллизующихся гранитных магм.

К каким же петрологическим и геохимическим эффектам приводит добавление фтора к гранитным системам? Для ответа на этот вопрос воспользуемся результатами экспериментальных исследований разрезов онгонит — H_2O — HF (Н. И. Коваленко и др., 1974, 1975) и гранит — H_2O — HF (Анфилогов и др., 1974; собственные данные авторов), которые достаточно полно характеризуют в целом гранитную систему с добавками фтора. Отметим, что фазовые соотношения в этих разрезах в наибольшей степени соответствуют природным парагенезисам богатых фтором гранитов (литий-фтористых). Парагенезисы систем гранит — H_2O — NaF и гранит — H_2O — KF (Анфилогов и др., 1973; Глюк и др., 1973) отличаются от природных литий-фтористых гранитов отсутствием таких типоморфных минералов, как топаз и литий-фтористые слюды. Они оказываются ближе к системам агпайтовых гранитов (Анфилогов и др., 1972), а не плюмазитовых или нормальных литий-фтористых.

Наиболее наглядно фазовые соотношения в гранитных системах с добавками HF , рассматривавшиеся в упомянутых выше работах, могут быть обобщены на качественной диаграмме плавкости с условными компонентами щелочные полевые шпаты — кварц — соединения фтора и лития (рис. 2), построенной на основании фазовых соотношений в разрезах онгонит — H_2O — HF и гранит — H_2O — HF . Диаграмма характеризуется двумя условно «тройными»* точками на ликвидусе (E и L) и понижением поверхности ликвидуса и солидуса со стороны бедного и богатого фтором состава по направлению к «тройной» точке E .

В точке E отмечается совместная кристаллизация альбита, калиевого полевого шпата, кварца, слюды и топаза. В физико-химическом смысле точка E , скорее всего, определяет положение температурного минимума, поскольку по направлению к ней происходит понижение температуры солидуса в системе. В соответствии с описываемой диаграммой плавкости прибавление фтора к гранитному расплаву приводит к понижению температур его ликвидуса и солидуса (Анфилогов и др., 1974; Н. И. Коваленко и др., 1975). Это понижение тем резче, чем ближе к граничной линии $Kв + ЩПШ + \text{расплав}$ находится исследуемый состав. В точке E достигается насыщение кристаллизующегося гранитного расплава фтором, поскольку в ней начинается кристаллизация собственных минералов фтора.

В области, богатой фтором, имеется поле ликвации, в котором сосуществуют силикатный и кальцийсодержащий алюмокремнефторидный расплавы (Коваленко, Коваленко, 1976). В точке L алюмокремнефторидный

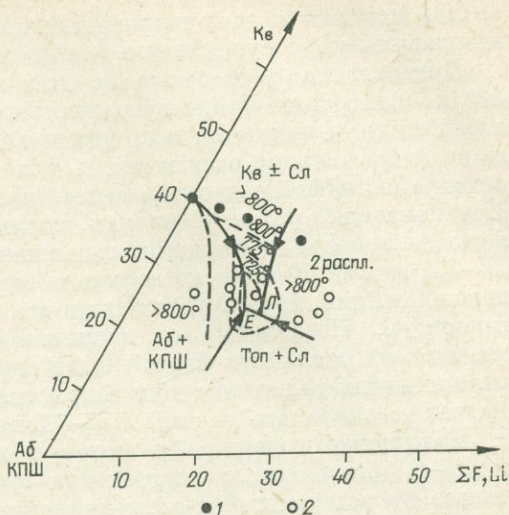


Рис. 2. Схема фазовых соотношений в гранитной системе с добавками фтора.

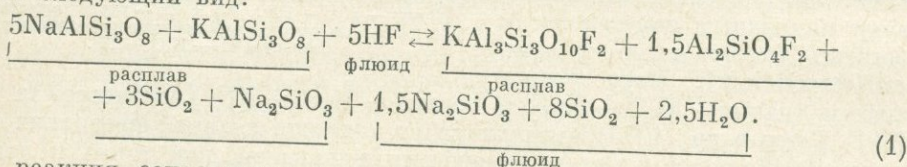
Состав в разрезах: 1 — гранит — H_2O — HF , 2 — онгонит — H_2O — HF . $Kв ± Сл$ — поле кристаллизации кварца, к которому добавляется слюда в разрезе гранит — H_2O — HF .

* Точки E и L условно «тройные» потому, что рассматриваемая трехкомпонентная система описывает фазовые соотношения в многокомпонентной гранитной системе.

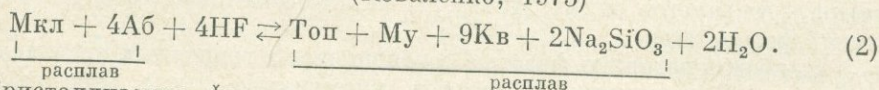
расплав исчезает и при дальнейшем понижении температуры с силикатным расплавом сосуществуют кварц и топаз.

Предлагаемая диаграмма не дает возможности количественно оценить концентрацию фтора в гранитном расплаве, поскольку приводимые на ней составы являются исходными для системы и не учитывают разделения фтора между расплавом и флюидом. Специальные исследования растворимости фтора в онгонитовых расплавах (Н. И. Коваленко и др., 1975) показали, что в расплавах, сосуществующих с кварцем, полевыми шпатами, топазом и слюдами, содержания фтора находятся в интервале 2,5—3,5 вес.%. К этой же величине стремятся содержания фтора в расплавах (см. рис. 1) при увеличении его концентрации в системе для всех температур. Независимо от экспериментальных данных концентрация онгонитовых расплавов фтором была оценена по поведению его в природных онгонитах разной степени закристаллизованности (Коваленко, 1973). Она также оказалась равной 2,5—3,5 вес. %.

Повышение содержания фтора в гранитных расплавах более чем на 0,5—1% приводит и к изменению его химического состава. При этом богатые фтором расплавы обедняются кремнеземом и в меньшей степени натрием (Коваленко, 1973; Коваленко и др., 1975). Схематическое уравнение, характеризующее взаимосвязь состава расплава и содержания фтора в нем (в виде нормативных компонентов), по экспериментальным данным имеет следующий вид:



Эта реакция сопоставима с аналогичной реакцией, предложенной для афировых разностей онгонитов (Коваленко, 1973)



Кристаллизация фторсодержащих расплавов имеет свою специфику. Добавление фтора к гранитным расплавам приводит к резкому расширению поля кристаллизации кварца за счет сужения поля кристаллизации щелочных полевого шпатов, появляются поля стабильности собственных фаз фтора (топаз, кремнефторидный расплав), осуществляется одновременная кристаллизация альбита и калиевого полевого шпата (см. рис. 2). Особенно показательно расширение поля кристаллизации кварца, являющегося более кислотным минералом, чем щелочные полевые шпаты, свидетельствующее об общем подкислении гранитной системы при добавлении к ней фтора. Именно в связи с этим котектическая линия Кв + ЩПШ + расплав (см. рис. 2) направлена в область пониженных содержаний кремнезема и достигает точки E. Эта проблема обсуждалась нами ранее (Коваленко, Коваленко, 1976; Коваленко и др., 1970) на примере анализа диаграммы альбит — ортоклаз — кварц. Расширение поля кристаллизации кварца и соответствующее смещение эвтектической точки к альбитовому углу отражает положение проекции котектической кривой Кв + Аб + КПШ + расплав (см. рис. 2) на диаграмме альбит — ортоклаз — кварц. Подкисленный характер рассматриваемой системы подтверждается низкими значениями рН флюидов (1—4), равновесных с фтористыми расплавами и кристаллическими фазами (Коваленко и др., 1974). Исследование химизма кристаллизующихся фтористых расплавов в интервале температур 800—550°C (Коваленко и др., 1975) показало сравнительное постоянство состава спеков. Отсюда, имея в виду раннюю кристаллизацию кварца и щелочного полевого шпата (при высоких температурах — гомогенного; Tuttle, Bowen, 1958) из фтористых гранитных расплавов в условиях расширенного поля кварца (см. рис. 2), приходим

к выводу об обогащении остаточных расплавов натрием и обеднении кремнеземом (рис. 3). Такие остаточные расплавы близки по химизму к литий-фтористым (альбит-лепидолитовым) гранитам и пегматитам (альбит-сподуменовым).

Фтор влияет на характер кристаллизации фтористых гранитных расплавов и через состав равновесного с ними флюида. В целом состав флюида зависит как от содержания фтора в системе, так и от температуры (Коваленко, 1974). В области высоких температур увеличение концентраций фтора в системе приводит к образованию кислотного флюида, содержащего главным образом кремнезем, натрий и фтор в пропорциях, отвечающих соединению Na_2SiF_6 . С понижением температуры увеличивается доля натрия по отношению к кремнию во флюиде. При всех температурах отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ во флюиде больше, чем в кристаллизующемся расплаве. Фугитивность HF во флюиде растет от 0,5 до 13 бар с увеличением содержания фтора в системе (общее давление флюида 1000 атм) до состояния насыщения им расплавов и не зависит от температуры.

Взаимосвязь между составом сосуществующих фтористых расплавов и флюидов была использована нами для объяснения механизма образования наиболее богатых фтором остаточных магм в апикальных частях магматических камер (Коваленко, Коваленко, 1976). Предпологалось, что при кристаллизации исходной аляскитовой магмы с содержанием 0,5—1,0% фтора в силу буферизирующего воздействия состава магмы (и, в первую очередь, ее кремнекислотности) фтор должен переходить во флюид. Перемещение потоков таких флюидов в область пониженного давления магматической камеры (в апикальную ее часть) должно приводить к повышению фугитивности фтора здесь, вхождению фтора в расплав и соответствующему изменению его состава по направлению к точке *E* (см. рис. 2). Однако изучение химизма этого процесса (Коваленко, 1976) на примере взаимодействия гранитного расплава с растворами HF показало, что обогащения натрием фтористого расплава вследствие перераспределения компонентов между расплавом и флюидом не происходит. Это приводит нас к выводу о том, что богатый натрием расплав, давший при кристаллизации редкометальные альбит-лепидолитовые граниты или натрий-литиевые пегматиты, скорее всего остаточный, сформированный при фракционировании кварца и калиевого полевого шпата из фтористых гранитных расплавов (см. рис. 3). Формированию относительно натриевого характера такого остаточного расплава должен способствовать и транспорт флюида в апикальную часть магматической камеры, переносащего не просто фтор, а соединения фтора с величиной отношения Na/K большей, чем в кристаллизующемся расплаве.

Учитывая данные о влиянии фтора на состав гранитных расплавов, можно объяснить наличие в природе существенно калиевых субвулканических гранит-порфиров или кварцевых порфиров, содержащих до 1,5% фтора (Козлов, 1977). По-видимому, образование таких калиевых, богатых фтором гранитных магм можно рассматривать как результат либо прямого воздействия на обычную гранитную магму HF , либо переплавления фракции ранних вкрапленников, отделившихся при кристаллизации богатых фтором гранитных магм. В том и другом случае отношение K/Na в кристаллизующихся расплавах фтористых гранитов возрастает.

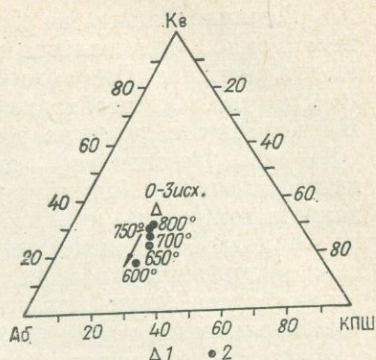


Рис. 3. Состав остаточных расплавов в разрезе онгонит — H_2O — HF (на примере состава 0—3; Коваленко и др., 1976), образующихся при фракционировании кристаллических фаз в интервале 800—600°C.

1 — исходный состав; 2 — состав остаточных расплавов.

Влияние флюида на характер кристаллизации фтористых расплавов, несомненно, проявляется и в регулировании содержания фтора в системе и в расплаве. Для того чтобы состав гранитного расплава достиг точки *E* (см. рис. 2), необходимо, как уже отмечалось, чтобы фугитивность HF во флюиде достигла величины порядка 13 бар при общем давлении 1000 атм. По-видимому, понижение давления в магматической камере при открывании, например, трещин, подводящих инъекцию магмы, должно приводить к дегазации магмы с потерей части ее фтора. Судя по афировым онгонитам, этот процесс сопровождается переходом в расплав кремнезема и натрия и смещением состава магмы от точки *E* в сторону состава, более богатого нормативными альбитом и кремнеземом. Кристаллизация такой дегазированной магмы будет протекать с накоплением фтора в остаточном расплаве в соответствии с диаграммой (см. рис. 2). Ранние кристаллизаты дегазированных магм могут быть богаты альбитом, а поздние — кварцем. Таким образом, появляется физическая вероятность образования минералогической и петрохимической неоднородности кристаллизующихся из фтористых магм пород при переменном давлении в системе. Указанная неоднородность весьма типична для редкометальных литий-фтористых гранитов и пегматитов.

До сих пор анализ влияния фтора на гранитные системы мы проводили для случая инертного поведения фтора. Несколько по-иному должен влиять фтор на пути кристаллизации гранитных магм при его вполне подвижном поведении. Тогда состав расплава будет задаваться фугитивностью фтора во флюиде и котектическую кривую гранит — точка *E* (см. рис. 2) следует рассматривать как геометрическое место точек состава гранитных эвтектик, кристаллизующихся при различных фугитивностях фтора в системе. Заданная внешними условиями фугитивность фтора должна приводить к тому, что кристаллизация гранитных магм может закончиться не только в точке *E*, но и в любой другой точке на упомянутой котектической кривой.

Л. В. Таусон подчеркнул большую роль фтора в концентрировании в гранитных магмах литофильных редких элементов. Он считает, что поведение редких щелочей, бериллия, олова при кристаллизации гранитных магм определяется поведением не только петрогенных аналогов редких элементов, но и фтора и других летучих компонентов (Таусон, 1961). Способность к накоплению в поздних интрузивных фазах фтора, лития, рубидия, бериллия, олова Л. В. Таусон (Таусон и др., 1968) рассматривал как главный признак потенциально рудоносных массивов гранитоидов.

Данные о роли фтора в эволюции гранитоидных систем, а также по геохимии онгонитов (Коваленко, Коваленко, 1976) свидетельствуют о том, что геохимическая корреляция в поведении фтора и литофильных редких элементов может быть несколько конкретизирована. В афировых онгонитах, представляющих собой в первом приближении закаленные природные расплавы фтористых гранитоидов, четко проявлены прямые корреляционные связи фтора с литием, рубидием, бериллием, таллием, танталом и обратные — с оловом и свинцом. Это означает, что при растворении фтора в гранитных расплавах в соответствии со схематическими уравнениями (1) и (2) накоплению лития, рубидия, бериллия, тантала в расплаве благоприятствует смещение рассматриваемых равновесий вправо, а отделение их с флюидом может происходить при потере фтора в результате смещения равновесий влево. Хотя для олова такая связь со фтором оказывается обратной, подчеркнем, что она осуществляется в области уже повышенных концентраций олова (20—40 γ/г), которые в то же время проявлены только во фтористых расплавах. По-видимому, растворение фтора до 1,0—1,5% благоприятно для накопления олова в расплаве, а дальнейшее повышение содержания фтора приводит к некоторому уменьшению концентрации олова.

Коэффициенты распределения лития и рубидия между сосуществующими расплавами либо кристаллизующимися расплавами и флюидами в разрезе онгонит — H_2O — HF высоки (для Li_2O 10—50, для Rb_2O 50—180). Это значит, что в целом флюид имеет небольшое значение в транспорте лития и рубидия во фторсодержащих гранитных расплавах. Элементарный расчет возможных количеств лития и рубидия, перенесенных флюидом при среднем отношении в нем концентраций фтора к литию, равному 100, и фтора к рубидию, равному 300 (экспериментальные данные), показывает скромную роль флюида в процессе обогащения фтористых расплавов литием и рубидием. Главное в процессе накопления лития, рубидия и других литофильных редких элементов во фтористых расплавах, по видимому, глубокое фракционирование гранитной магмы при низких значениях комбинированных коэффициентов распределения этих элементов и фтора (Рябчиков, 1975).

С понижением температуры и с увеличением степени закристаллизованности фтористых расплавов коэффициенты распределения лития и рубидия падают (для Li_2O от 50 до 10, для Rb_2O от 180 до 50). Соответственно все большее количество лития и рубидия в системе переходит во флюид. Судя по средним содержаниям многих редких элементов в сопоставимых по составу исходных расплавах онгонитов и альбит-лепидолитовых гранитов (см. таблицу), аналогично ведут себя бериллий, вольфрам, свинец, цинк. Видимо, большая часть этих элементов, находившаяся в расплавах, при кристаллизации последних перешла во флюид, который при благоприятных условиях мог быть источником гидротермальных месторождений.

Итак, роль фтора в гранитоидном петрогенезисе проявляется в силу его способности к накоплению в остаточных гранитных расплавах. Вхождение его в такие расплавы благоприятствует их весьма длительной по сравнению с бесфтористыми гранитными магмами дифференциации и в первую очередь фракционированию вплоть до образования относительно низкотемпературных расплавов редкометаллических литий-фтористых гранитов и пегматитов (точка *E*, см. рис. 2). В этом главный смысл положительной роли фтора в процессе эманационного концентрирования редких элементов. Процесс эволюции фтористых магм естественный и ограничивается только положением температурного минимума точки *E*. Простое фракционирование в таких магмах не может привести к образованию остаточных расплавов, более богатых фтором, чем состав в точке *E*. Существенным участием процесса фракционирования объясняется то, что состав наиболее фтористых альбит-лепидолитовых гранитов и онгонитов в сериях литий-фтористых гранитоидов также близок по петрогенным элементам к составу точки *E* (Коваленко и др., 1970; Коваленко, Коваленко, 1976). В то же время для метасоматических пород такого ограничения на их состав, накладываемого характером диаграммы плавкости (см. рис. 2),

Средние содержания некоторых редких элементов (γ/g) и фтора (вес. %) в онгонитах и альбит-лепидолитовых гранитах (Коваленко, 1977)

Порода	Li	Rb	Be	Zn	Pb	Sn	Ta	WO ₃	F
Онгониты со степенью закристаллизованности 0—50%	1670	1880	19,2	63	41	37	67	7,0	1,85
Полнокристаллические альбит-лепидолитовые граниты, МНР	880	1500	4,9	35	24	100	49	3,4	0,63
Полнокристаллические альбит-лепидолитовые граниты Забайкалья, СССР	400	1190	4,7	Не опр.	Не опр.	370	83	1,0	Не опр.

конечно, нет. Поэтому при фторном метасоматозе образуются и значительно более фтористые породы по сравнению с магматическими альбит-лепидолитовыми гранитами (например, цвитеры).

Несомненно, что накопление фтора в гранитных магмах — одна из важнейших причин обогащенности их многими литофильными редкими элементами и надежный показатель потенциальной рудоносности плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, по Л. В. Таусону (1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Анфилогов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородова В. Я. Фазовые отношения в агайтовой области системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—Na}_2\text{O—H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см². — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 944—947.
- Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе гранит — $\text{H}_2\text{O—HF}$ при давлении 1000 атм. — В кн.: Ежегодник-1970. Иркутск, 1971, с. 349—351.
- Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения при взаимодействии гранита с фторидом натрия при давлении паров H_2O 1000 кг/см². — «Геохимия», 1973, № 1, с. 44—48.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—73.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Глюк Д. С., Анфилогов В. Н. Фазовые равновесия в системе гранит — $\text{H}_2\text{O—KF}$ при плавлении паров воды 1000 кг/см². — «Геохимия», 1973, № 10, с. 1560—1565.
- Коваленко В. И. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах. — «Геохимия», 1973, № 1, с. 57—66.
- Коваленко В. И. Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов. — ЗВМО, 1975, ч. 104, вып. 6, с. 664—677.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., «Наука», 1976. 127 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов. — Докл. АН СССР, 1970, 190, № 2, с. 446—449.
- Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белья Л. А. Экспериментальные исследования плавления и кристаллизации топазсодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 681—684.
- Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белья Л. А., Писарская В. А. Экспериментальные исследования генезиса редкометалльных литий-фтористых гранитов (эволюция химического состава онгонитов при их плавлении). — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., «Наука», 1975, с. 26—29.
- Коваленко Н. И., Писарская В. А., Чернышев Л. В. Распределение фтора между онгонитовым расплавом и сосуществующим флюидом. — «Геохимия», 1976, № 2, с. 247—255.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 144—152.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—78.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», с. 1—232.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 1—231.
- Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гиабиссальных интрузий. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.
- Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов. — В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 70—75.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., «Наука», 1968, с. 166—172.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 74.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛИТИЕВЫХ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ
ЧЕШСКОГО МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

Литиевые альбитовые граниты (апограниты) представляют собой хорошо изученные разновидности, с которыми ассоциирует оловянное, вольфрамовое, ниобиевое, танталовое и бериллиевое оруденение определенных типов. Они широко распространены в мезозойских металлогенических провинциях азиатской части Тихоокеанского рудного пояса, известны также в варисской металлогенической провинции Европы. Генезис апогранитов все еще является предметом дискуссии, несмотря на многочисленные данные по геологии, петрохимии и геохимии этих образований, полученные в последнее время рядом исследователей.

В настоящей работе под литиевыми альбитовыми гранитами подразумеваются разновидности, содержащие около 0,1—0,2% Li_2O , в которых плагиоклаз представлен альбитом низких номеров (№ 2—5). Характер альбита дает основание для предположения о постмагматической альбитизации. Граниты содержат около 0,5% фтора, значение K/Rb отношения в них ниже 50. Альбит количественно может преобладать, особенно в некоторых разновидностях, над калиевым полевым шпатом.

Определенные выше литиевые альбитовые граниты соответствуют литий-фтористым разновидностям плюмазитовой гранитной серии, по Л. В. Таусону с соавторами (1970), и апогранитам, по А. А. Беусу с соавторами (1962). В классификации, предложенной А. Штрекайзенем (Streckeisen, 1967), рассматриваемые граниты относятся к группе щелочно-полевошпатовых.

Многочисленные материалы о рассматриваемых альбитовых гранитах Центрально-Европейской варисской рудоносной провинции получены главным образом в процессе разведочных и эксплуатационных работ, в результате которых за последние три десятилетия верхние части плутона Рудных Гор были во многих местах вскрыты горными выработками и стали доступными для геологических наблюдений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ

Литиевые альбитовые граниты известны в северо-западной части Чешского массива (Рудогорская металлогеническая провинция). Формирование провинции определялось наличием здесь крупного гранитного плутона, интрузировавшего в варисскую эпоху комплекс метаморфических, от филлитов до гнейсов, пород. Географически регион распространения рассматриваемых гранитов охватывает собственно Рудные Горы, Славковский Лес и Вогтланд, и делится государственной границей между ЧССР и ГДР на две части. В настоящей работе излагаются результаты исследований в чехословацкой части региона с привлечением материалов по ГДР.

Гранитоиды Рудогорской провинции подразделяются на древний и молодой интрузивные комплексы (Lange e. a., 1972; Baumann e. a., 1974). Становление комплексов в геологическом времени разделено экстружией теплицких кварцевых порфиров, слагающих крупное тело.

Литиевые альбитовые граниты пространственно ассоциируют с гранитами молодого интрузивного комплекса и известны в четырех главных районах провинции: а) Восточных Рудных Горах; б) Средних Рудных Го-

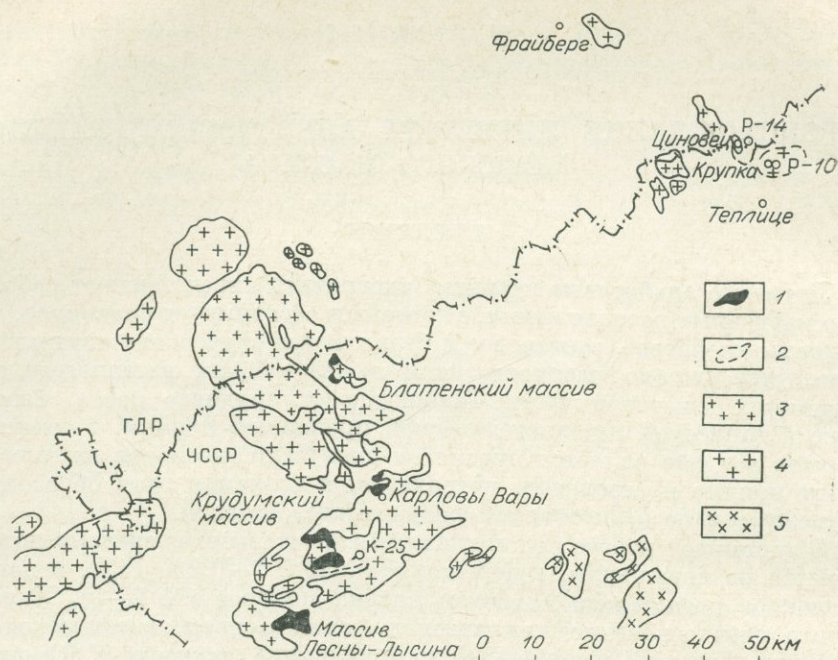


Рис. 1. Распространенность литиевых альбитовых гранитов в Рудогорской металлогенической провинции. Литиевые альбитовые граниты приурочены к эндоконтактовым участкам гранитов молодого интрузивного комплекса. 1 — литиевые альбитовые граниты; 2 — подземные контуры тел литиевых альбитовых гранитов; 3 — граниты молодого интрузивного комплекса; 4 — граниты древнего интрузивного комплекса; 5 — граниты вне Рудогорской рудоносной провинции.

рах; в) Западных Рудных Горах (Блатенское гранитное тело); г) Славковском Лесе и в районе севернее Карловых Вар (рис. 1).

Восточные Рудные Горы. Единственное обнажение литиевых альбитовых гранитов представлено Циновецким массивом, выход которого на поверхность имеет форму удлиненного эллипса. Структура гранитного тела была изучена с помощью многочисленных скважин глубиной 200—300 м и структурной скв. CS-1, пробуренной в центре массива и достигшей глубины 1596 м (Štemprok, 1965). В районе с. Крупка (рис. 1), приблизительно в 11 км юго-восточнее Циновецкого массива литиевых альбитовых гранитов, горными выработками в толще пара- и ортогнейсов вскрыты не выходящие на поверхность ранние биотитовые граниты и кварцевые порфиры (рис. 2), распространение которых на глубине было прослежено скважинами и подземными выработками в Прайсельбергском и Кнэтльском рудных полях. Литиевые альбитовые граниты, вскрытые здесь скв. P-10, описаны Я. Янечкой и автором (Janečka, Štemprok, 1967).

В аналогичной ситуации альбитовые граниты были обнаружены в пределах биотитовых гранитов Альтенбергского района. Здесь альбитовые граниты образуют неправильное тело, отделенное от залегающих выше биотитовых гранитов грейзенизированной пегматитовой зоной. Присутствие литиевых альбитовых гранитов в скрытых частях плутона было установлено также бурением на территории ГДР, в 15 км северо-северо-западнее Крупки, в Хегельгенском районе.

Район Средних Рудных Гор. Альбитовые граниты, аналогичные рассматриваемым в настоящей работе, известны на территории ГДР, в районах селений Грейфенштайн, Визенбад и Бухольц (Baumann e. a., 1974), где они приурочены к верхним частям Рудогорского плутона.

Западные Рудные Горы и Славковский Лес. Литиевые альбитовые граниты слагают небольшое пластообразное тело неправильной формы мощ-

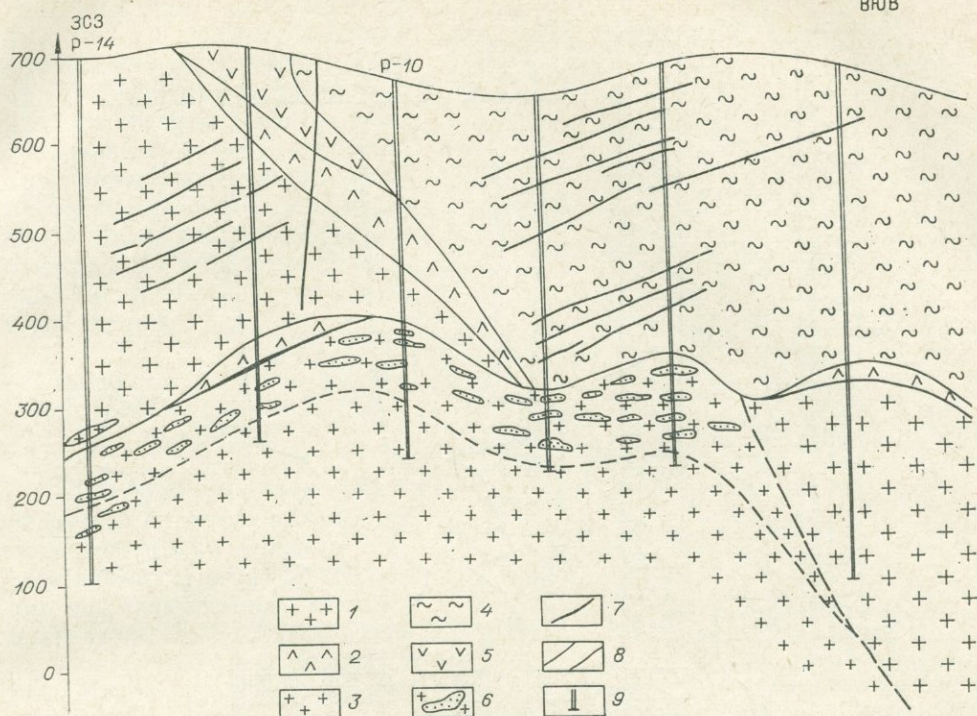


Рис. 2. Профиль по керну скважин в западной части района Крупки, Восточные Рудные Горы. Ниже литевых альбитовых гранитов залегают биотитовые граниты (Ваушманн е. а., 1974), по данным Я. Янечки и М. Эйзенрейха.

1 — биотитовый гранит; 2 — тонкозернистый биотитовый гранит; 3 — литевый альбитовый гранит; 4 — биотитовый гнейс; 5 — кварцевый порфир; 6 — пластовые или линзовидные жилы тонкозернистого литиевого альбитового гранита в среднезернистом граните того же состава; 7 — краевой пегматит; 8 — кварцевые жилы с грейзеновой оторочкой; 9 — профиль скважин.

ностью в несколько десятков метров, залегающее в эндоконтактной зоне Блатенского гранитного массива вблизи с. Пила. Они известны в Крудумском гранитном массиве и массиве Лесны-Лысина в Славковском Лесе (см. рис. 1), а также образуют мелкие штоки вблизи с. Красно (Шнедский и Губский), вскрытые горными выработками и скважинами, в том числе скв. К-25 (Jarchovský, 1974). Литевые альбитовые граниты слагают контактовую зону названных штоков, образуя обнажающиеся тела мощностью в несколько сот метров (Fiala, 1968). Небольшие тела литевых альбитовых гранитов известны также в самих Карловых Варах.

С перечисленными телами альбитовых гранитов тесно ассоциирует оловянное и вольфрамовое оруденение грейзенового типа. В ряде случаев оно локализуется непосредственно в самих литевых альбитовых гранитах (Циновец, Садисдорф, Красно, Крудумский массив), иногда размещается над ними (Крупка, Альтенберг).

Верхние контакты. Характер верхних контактов у разных тел литевых альбитовых гранитов различен. В гранитных куполах литевые альбитовые граниты отделены от вмещающих пород характерным полосчатым краевым пегматитом, получившим в немецкой литературе название «штокшейдер» (stockscheider). Мощность таких тел от нескольких сантиметров до 4 м. От вмещающих пород их отделяет резкая контактовая поверхность, а с альбитовыми гранитами они связаны постепенными переходами. При этом крупные кристаллы калиевого полевого шпата или кварца ориентированы перпендикулярно к контактовой поверхности штокшейдера, направлены внутрь гранитного тела и содержат много-

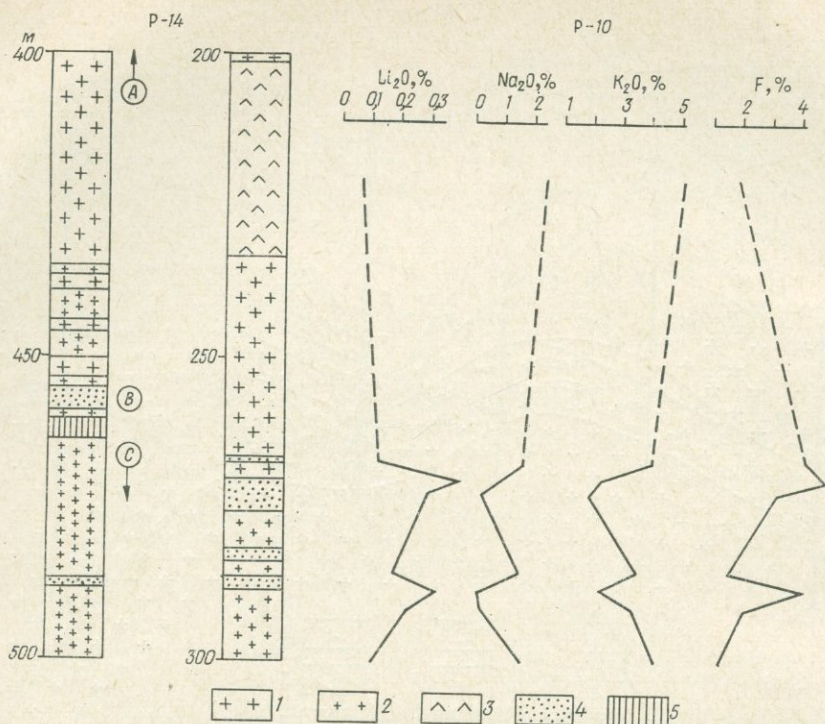


Рис. 3. Контактная зона литиевых альбитовых гранитов с вышележащими биотитовыми гранитами в районе с. Крупки, по скв. P-10 и P-14. (Геохимические данные по разновидностям гранитов А, В, С см. в табл. 3.)
 1 — биотитовый гранит среднезернистый; 2 — литиевый альбитовый гранит; 3 — тонкозернистый порфировидный гранит; 4 — грейзен; 5 — базальтовый туф.

численные включения гранитного состава средне- и мелкозернистой структуры. Эти пегматитовые зоны являются догрейзеновыми.

Тела литиевых альбитовых гранитов, обнаруженные внутри более ранних биотитовых гранитов (Крупка, скв. P-14), отделены от вышележащего вмещающего гранита переходной зоной, в которой и биотитовые и литиевые альбитовые граниты чередуются (рис. 3). В скв. P-14 контактовая зона характеризуется сплошным изменением литиевых альбитовых гранитов и биотитовых гранитов (см. табл. 3). В скв. P-10 в области контакта развита грейзеновая зона. Во многих случаях контактовые зоны литиевых альбитовых гранитов представлены мощными телами грейзенов, связанных с этими гранитами постепенными переходами.

Нижние контакты. В Славковском Лесе литиевые граниты, слагающие эндоконтактные зоны массивов, сменяются на глубине двуслюдяными разновидностями в массиве Лесны-Лысина (Fiala, 1968) и тонкозернистыми двуслюдяными порфировидными гранитами (тридомский тип) в массиве Крудум. В восьмисотметровой скважине (K-25), пробуренной в Губском куполе (Jarchovský, 1974), помимо литиевых альбитовых гранитов иных разновидностей не встречено.

В структурной скв. CS-1, пробуренной в центре Циновецкого гранитного массива на глубину 1596 м (Štemprok, 1965; Štemprok, Šulcek, 1969), литиевые альбитовые граниты переходят в нижезалегающие биотитовые граниты постепенно, без каких-либо резких границ. Изменение петрографической характеристики гранитов в переходной зоне сопровождается изменением состава слюды от циннвальдита до литиевого биотита (рис. 4). Полный разрез скважины приведен в работе М. Штемпрока и З. Шулцека (Štemprok, Šulcek, 1969). Альбитовые граниты Блатенского мас-

сива переходят через нечетко выраженную границу в мусковит-биотитовые граниты.

Геологически литиевые альбитовые граниты тяготеют к эндоконтактной зоне Рудогорского гранитного плутона. Однако непосредственно у контактовой поверхности они размещаются не всегда и могут быть удалены от нее на несколько сотен метров.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ЛИТИЕВЫХ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Для большинства разновидностей литиевых альбитовых гранитов весьма типично присутствие шлировых альбититов или зон существенно калиево-полевошпат-альбитового состава, постепенно переходящих в равномерно-зернистые литиевые альбитовые граниты. Такие существенно полевошпатовые породы известны в районах Крупки, Циновца и Красно в тесной ассоциации с телами грейзенов. Геологически фельдшпаты в более крупных телах могут проследиваться как несколько горизонтально залегающих параллельных зон (Štemprok, Šulcek, 1969).

Текстура и структура литиевых альбитовых гранитов обычно изменена воздействием грейзенизации, интенсивность которой в разных участках различна. Поздние изменения выражаются в серицитизации, гематитизации и каолинизации.

Структура литиевых гранитов может меняться от тонкозернистой порфировидной до среднезернистой порфировидной. Тонкозернистые разновидности образуют обычно несколько мощных тел в среднезернистых литиевых альбитовых гранитах (Крупка, Циновец, Красно, особенно в приконтактных зонах) и слагают большую часть выходов массива Лесны-Лысина в Славковском Лесе. Большинство разновидностей светлой окраски, контрастирующей с красновато-серым цветом лишенных альбита гранитов соседних зон. Одним из главных породообразующих минералов является альбит, представленный идиоморфными или гипидиоморфными зернами, группирующимися в агрегаты. Калиевый полевошпат обычно гипидиоморфен, а кварц аллотриоморфен. Для слюд характерны таблитчатые кристаллы с неровными очертаниями или скелетные формы в других минералах.

МИНЕРАЛОГИЯ ГРАНИТОВ

Альбит, по данным рентгеноструктурных определений, имеет низкие номера. Согласно оптическим замерам, содержание анортитовой составляющей изменяется от 2 до 5%. Некоторые разновидности альбита ассоциируют с кислым олигоклазом. Встречается в виде тонкосдвойнико-

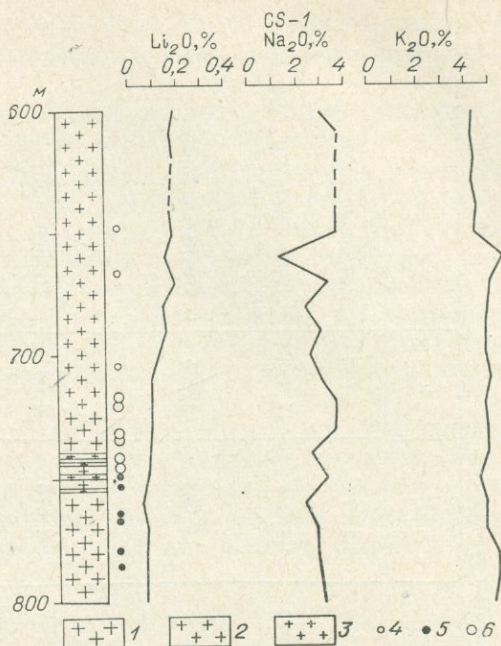


Рис. 4. Разрез по скважине CS-1 нижнего контакта литиевого альбитового гранита с литиевым биотитовым гранитом, Циновецкий массив.

1 — литиевый биотитовый гранит; 2 — динивальдитовый или протолитионитовый гранит; 3 — тонкозернистый порфировидный гранит; 4 — динивальдит (определен в шлифах); 5 — литиевый биотит; 6 — протолитионит.

Таблица 1

Оптическая характеристика литиевых слюд из альбитовых гранитов

Массив (скважина; интервал, м)	Цвет	Плеохроизм	n_p	n_m	n_g	Слюда
Циновец (CS-1; 184)	Светло-коричневый	По N_p — бесцветный По N_m и N_g — коричневый	1,550	1,579	1,582	Циннвальдит
Циновец (CS-1; 729)	$\frac{7}{8}$ Светло-коричневато-зеленый	По N_p — светло-зеленовато-серый По N_m и N_g — серо-зеленый	1,574	1,594	1,598	Протолитионит (железистый циннвальдит)
Циновец (CS-1; 798)	Темно-зелено-коричневый	По N_p — оливковый или коричневатый По N_m и N_g — темно-коричневый, зеленоватый до темно-зелено-коричневого	1,585	1,628	1,635	Литиевый биотит
Крупка (P-10; 416)	Светло-коричневый	По N_p — бесцветный По N_m и N_g — желто-коричневый	1,554	1,576	1,582	Циннвальдит
Крупка (KV-20; 341)	Светло-коричневый	По N_p — светло-серо-зеленый По N_m и N_g — зеленовато-коричневый	1,572	1,597	1,602	Протолитионит (железистый циннвальдит)
Лесны-Лысина	Светло-желто-коричневый	По N_p — бесцветный По N_m и N_g — светло-серо-коричневый	1,557	1,578	1,581	Циннвальдит
Крудумский	Светлый с коричневым оттенком	По N_p — бесцветный По N_m и N_g — слабый серо-коричневый	1,562	1,592	1,592	Литиевый мусковит

Примечание. Замеры выполнены М. Фассовой (Fassová), оптическая лаборатория Геологической службы ЧССР.

ванных пезональных разностей. Альбит пертитового типа, находящийся в тесном сростании с калиевым полевым шпатом, образует четковидные или столбчатые выделения.

Калиевый полевой шпат представлен, согласно оптическим замерам, в основном ортоклазом (Drozen, 1969). Менее обычен в некоторых разновидностях гранитов микроклин (Stemprok, 1965). Кварц в скрещенных николях без следов волнистого угасания. Литиевые слюды изучались детально М. Ридером с коллегами (Rieder e. a., 1970, 1971), Г. Тишendorфом с коллегами (Tischendorfe a., 1969) в грейзенах и гранитах. Замеры слюд литиевых альбитовых гранитов показывают, что они представлены теми же разновидностями, что и слюды грейзенов (табл. 1), и принадлежат к протолитиону или циннвальдиту. Литиевые слюды из мусковит-биотитовых разновидностей гранитов относятся к литиевым мусковитам (Славковский Лес).

Лепидолит в грейзенах или гранитах Рудогорской металлогенической провинции не встречен. Топаз образует гипидиоморфные зерна или их агрегаты того же размера, что и альбит. Акцессорные минералы — касситерит, колумбит, флюорит, циркон, апатит, шеелит. Вторичные минералы — серицит (гидромусковит), каолинит, диккит, гематит.

СТРУКТУРЫ ЗАМЕЩЕНИЯ

Микроскопически явления реакционных взаимоотношений минералов фиксируются в разновидностях гранитов, не затронутых грейзенизацией. Структуры замещения приведены на рис. 5. Наблюдаются явления замещения центральных участков крупных кристаллов плагиоклаза (олигоклаза или альбита) калиевым полевым шпатом. Однако более многочисленны структуры, фиксирующие внедрение мелких альбитовых кристаллов параллельной ориентировки в зерна калиевого полевого шпата и кварца. Очень распространено реакционное замещение зерен калиевого полевого шпата прорастающими их скелетными формами циннвальдита или протолитионита, а также замещение биотита циннвальдитом. Отмечается замещение циннвальдитом топаза. Широко развита пертитизация калиевого полевого шпата, проявленная в разных формах — от неравномерно распределенных столбчатых кристаллов до типичных альбитовых каемок или выделений, замещающих калиевый полевой шпат вдоль границ с зернами других минералов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Средний химический состав литиевых альбитовых гранитов из разных районов Рудогорской провинции, включая содержания в них некоторых редких элементов, приведен по данным разных авторов (табл. 2). Большинство литиевых альбитовых гранитов содержит Li_2O от 0,1 до 0,2% и около 0,5% фтора. Химические анализы не фиксируют значительного возрастания содержаний натрия по сравнению с нормальными гранитами, и только в редких случаях концентрация Na_2O в литиевых альбитовых гранитах превышает 4,5%. Это объясняется процессами поздней серицитизации, приводящей к замещению серицитом главным образом альбита. Количество K_2O в рассматриваемых гранитах обычно ниже 5%, TiO_2 — ниже или близко к 0,1%, среднее содержание CaO в гранитах разных районов колеблется в пределах 0,31—0,82%. Следует отметить локальные колебания в содержаниях фтора. Очень высокие концентрации фтора отмечаются в биотитовых гранитах Крупки, залегающих над литиевыми альбитовыми гранитами, что фиксируется по керну скважин Р-10 и Р-14 (см. рис. 3; табл. 3). Высоки содержания фтора в самих литиевых альбитовых гранитах Крупки.

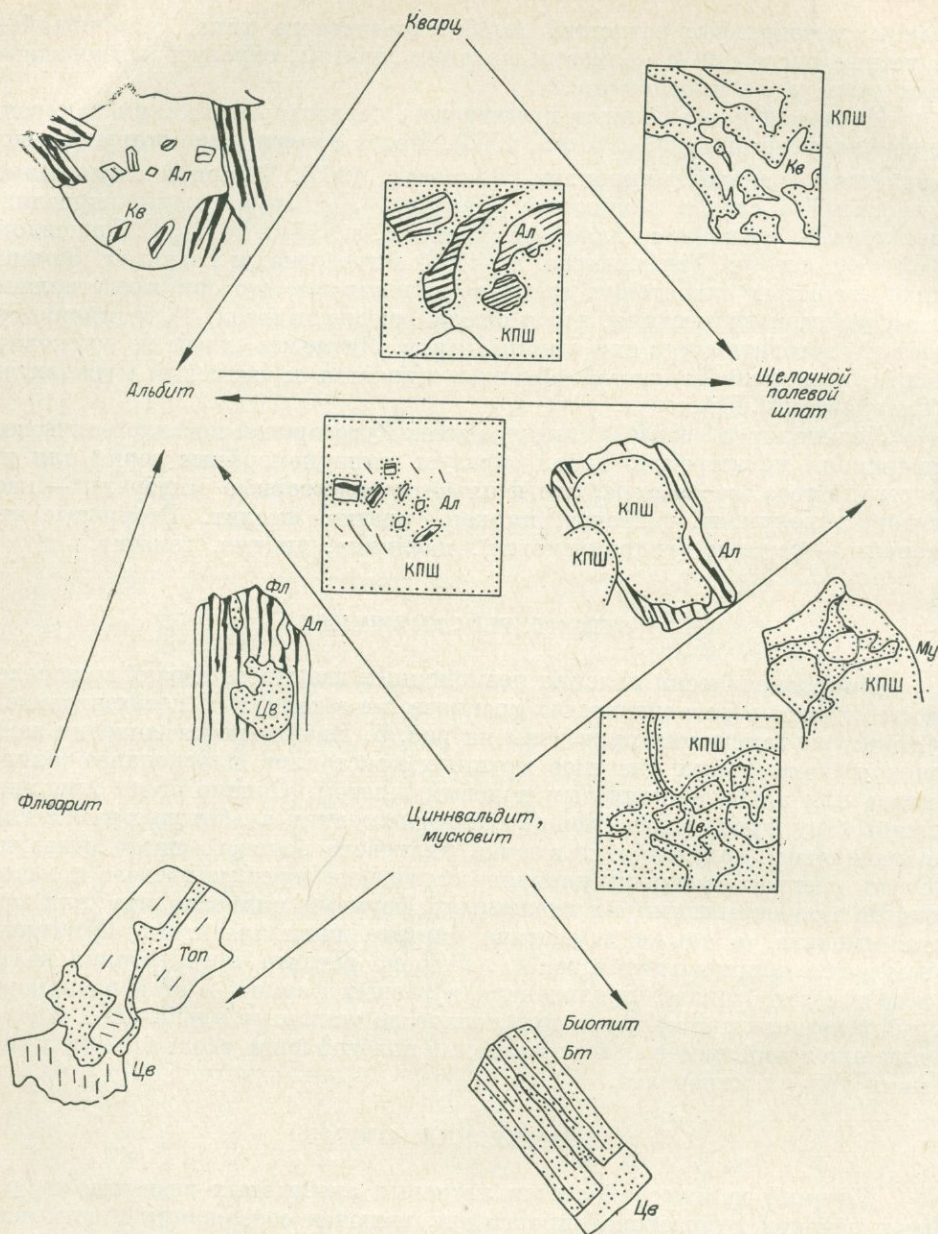


Рис. 5. Структуры замещения литиевых альбитовых гранитов под микроскопом.

Из редких элементов в гранитах резко повышено количество рубидия, в концентрациях которого также заметны местные различия. В Крупке и Циновце его содержания достигают 1300—1900 $\gamma/\text{г}$, в то время как в гранитоидах Славковского Леса — около 900 $\gamma/\text{г}$, исключая Губский купол, где концентрации рубидия повышаются до 1270 $\gamma/\text{г}$ (табл. 4).

Олово распределяется в литиевых альбитовых гранитах также неравномерно. В негрейзенизированных разностях гранитов Крупки и Циновца около 40 $\gamma/\text{г}$ олова, в Карловых Варах — 33 $\gamma/\text{г}$, в альбитовых гранитах Славковского Леса — выше 100 $\gamma/\text{г}$, а в литиевых альбитовых гранитах оловоносного Губского купола — около 50 $\gamma/\text{г}$ (табл. 4). Ниобий и тантал содержатся в относительно малых количествах, что подтверждается отсут-

Таблица 2

Средний состав литиевых альбитовых гранитов чехословацкой части Рудогорской металлургической провинции *

Компонент	Циновец	Крупка	Крудум	Лесны-Лыси-на	Карловы Вары
	n=6	n=4	n=12	n=7	n=1
SiO ₂ , %	73,91	71,99	72,69	73,15	74,90
TiO ₂	0,07	0,03	0,05	0,02	0,11
Al ₂ O ₃	13,86	14,71	14,32	13,86	12,77
Fe ₂ O ₃	0,39	0,26	0,50	0,57	0,30
FeO	0,91	1,74	1,12	1,21	1,15
MnO	0,41	0,08	0,06	0,07	0,08
MgO	0,17	0,15	0,24	0,11	0,07
CaO	0,39	0,73	0,82	0,58	0,31
Li ₂ O	0,27	0,28	0,15	0,14	0,10
Na ₂ O	3,05	3,49	3,36	3,25	2,95
K ₂ O	4,39	3,96	4,61	4,46	5,45
P ₂ O ₅	—	0,01	0,32	0,32	0,20
H ₂ O ⁺	1,71	1,58	0,95	1,16	0,92
H ₂ O ⁻	0,34	0,31	0,22	0,26	0,18
	n=11	n=12	n=22	n=39	n=7
F	0,46%	1,10%	0,58%	0,66%	0,22%
B, γ/r	—	—	63	210	—
Ba	—	—	180	106	—
Be	12	7	15	9	12
Cs	32	50	70	80	—
Cu	—	28	78	100	—
Mo	3	<13	<5—54	—	~1
Nb	76**	—	30	30	20
Pb	32	<10	26	23	—
Rb	1900	1300	890	849	400
Sn	{93 46****	41	119	130	33
Sr	—	—	70	26	15
Ta	34**	—	Сл.	Сл.	Сл.
Th***	20	—	10	8	16
U***	21	—	8	45	—
V	—	—	65	16	—
W	~25	~15	<7 до 38	<7 до 60	<7
Y	—	—	46	59	—
Zn	73	<100	83	78	—
Zr	—	—	60	35	—
K/Rb	19,2	25,2	43,0	43,6	113,1
Li/Rb	0,7	1,0	0,8	0,8	1,1
K/Li	29,1	25,3	55,0	56,9	97,5

* Силикатные анализы выполнены в химической лаборатории Геологической службы ЧССР, анализы на содержание редких элементов — в той же лаборатории и Геологоразведочном управлении, Брно.

** Анализы выполнены в центральной лаборатории прикладной геохимии Всесоюзного геолого-геохимического треста, Москва.

*** Анализы заимствованы у М. Хлупачовой (Chlupáčová, 1974).

**** Без грейзенизированных гранитов.

Таблица 3

Распределение некоторых элементов в биотитовых и литиевых альбитовых гранитах из Крупки (скв. Р-14)

Порода (интервал, м)	Li ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	F	Rb	Cs	Be	Sn	W	Mo	Ca	Cu
	%				γ/г							
Биотитовый гранит (50—430) . . .	Сл.	2,76	5,23	0,41	1900	40	20	72	<13	<13	12	19
Грейзен (456—457)	1,00	0,13	3,64	4,00	5300	60	7	45	<13	33	47	30
Литиевый альбитовый гранит . . .	0,27	2,52	3,80	1,01	1600	20	6	26	<13	13	46	28

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологической службы ЧССР.

Таблица 4

Содержания элементов в литиевых апогранитах и вышележащих вмещающих парагнейсах (квн скв. К-25 — Красно)

Элемент	Закон распределения	Интервал, %	Среднеарифметическое значение, %	Среднеквадратичное отклонение	Коеф. вариации
Литиевый альбитовый гранит (среднезернистый), n=82					
Li ₂ O	ЛГ	0,08—0,41	0,20	0,06	29,7
Na ₂ O	ЛГ	0,16—4,46	3,31	0,70	21,2
K ₂ O	ЛГ	1,65—4,30	3,78	0,62	16,5
Rb	ЛГ	0,006—0,45	0,127	0,055	43,9
Cs	ЛГ	0,006—0,030	0,011	0,0035	30,5
Sn	ЛГ	0,002—0,10	0,005	0,004	86,2
F	ЛГ	0,28—2,42	0,91	0,34	37,2
Перекрывающие биотитовые парагнейсы, n=15					
Li ₂ O	ЛГ	0,025—0,28	0,063	0,084	85,2
Na ₂ O	Н	1,28—4,02	2,81	0,78	28,1
K ₂ O	Н	1,56—4,87	3,14	0,82	26,3
Rb	Н	0,017—0,095	0,051	0,026	52,4
Cs	ЛГ	0,002—0,015	0,0058	0,004	66,65
Sn	Н	0,001—0,10	0,0057	0,034	156,6
F	ЛГ	0,11—1,90	0,57	0,58	100,7
Аплиты в парагнейсах, n=9					
Li ₂ O	Н	0,023—0,08	0,052	0,020	39,08
Na ₂ O	Н	2,22—3,78	3,41	0,212	6,21
K ₂ O	Н	2,56—5,04	3,91	0,92	23,30
Rb	Н	0,032—0,140	0,046	0,008	18,12
Cs	Н	0,002—0,019	0,0045	0,001	22,22
Sn	Н	0,0015—0,021	0,0057	0,006	83,17
F	Н	0,13—4,40	0,21	0,074	34,52

Примечание. Ураганные значения исключены. ЛГ — логнормальный закон распределения, Н — нормальный закон распределения. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологической службы ЧССР и в Геологоразведочном управлении, Брно.

ствием в литиевых альбитовых гранитах аксессуарных минералов этих элементов. Содержание бериллия также невысоко и изменяется в пределах 9—15 $\mu\text{г}$.

Низкое значение K/Rb отношения (< 50) определяется повышенными концентрациями рубидия. Значение Li/Rb отношения в некоторых разновидностях меньше единицы. Для бария, стронция и циркония характерны обратные зависимости, и их концентрации в литиевых альбитовых гранитах значительно ниже содержаний в нормальных биотитовых гранитах.

Результаты анализа распределения редких элементов показывают, что ассоциация редких элементов и уровни их концентраций в гранитах аналогичны приведенным в работе Г. Ланге с коллегами (Lange e. a., 1972) для гранитоидов молодого интрузивного комплекса Рудных Гор в пределах ГДР и согласуются с данными табл. 2.

ИНТРАМИНЕРАЛИЗАЦИЯ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Аплитовые дайки пересекают кварцевые жилы с молибденитом и вольфрамитом, залегающие в гнейсах экзоконтакта литиевых альбитовых гранитов района Крупки и Горного Славкова. Модальное количество альбита в аплитовых дайках составляет 40—45% при содержании 4,16% Na_2O в аплитах из района Крупки. Иногда дайки проникают в жилы (Štemprok, 1971).

СРАВНЕНИЕ С ПЕГМАТИТАМИ

Литиевые альбитовые граниты, характеризующиеся обычной ассоциацией поздней альбитизации с литиевыми минералами, в этом отношении подобны пегматитам с ассоциацией натровых и литиевых минералов (Schneiderhöhn, 1961). Многие авторы интерпретируют зоны с развитием поздних альбита и литиевых минералов с точки зрения замещения ими ранее сформированных пегматитовых тел в результате воздействия на них поздних растворов (Landes, 1933; Власов, 1952).

В классификации, предложенной А. И. Гинзбургом, минералы поздней натровой, поздней калиевой и литиевой стадий замещают минералы первичной кристаллизации пегматитов, в особенности микроклин и плагиоклаз (Schneiderhöhn, 1961). Время выделения и структуры замещения крупных кристаллов пегматитов исключительно сходны с таковыми в литиевых альбитовых гранитах рассматриваемого региона.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИТИЕВЫХ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Граниты, подобные рассматриваемым, были названы А. А. Беусом с коллегами (1962) апогранитами — грейзенизированными и альбитизированными гранитами. Изученные литиевые альбитовые граниты соответствуют по минеральному и химическому составу апогранитам субщелочных серий, пересыщенных глиноземом.

В классификации Л. В. Таусона с коллегами (1970) рассматриваемые литиевые альбитовые граниты соответствуют плюмазитовым литий-фтористым гранитам, содержащим литиевые слюды ряда биотит-циннвальдит — лецидолит или фенгит-литиевый фенгит-лецидолит, топаз, сподумен и такие аксессуарные минералы, как колумбо-танталит, пирохлор, стрюверит, касситерит и вольфрамит. В изученной провинции сподумен в гранитах неизвестен и содержания ниобия и тантала ниже 100 $\mu\text{г}$ — количества ниобия и тантала возрастают вследствие появления минералов

грейзеновой стадии. В геохимической классификации гранитоидов Я. В. Таусона (1974) литиевые альбитовые граниты более всего соответствуют геохимическому типу палингенных редкометальных гранитов плюмазитовых серий, в особенности на основании высоких концентраций в тех и других фтора и лития. По уровню содержаний редких элементов литиевые альбитовые граниты также близки к амазонит-альбитовым апогранитам, по Н. Е. Залашковой и В. В. Герасимовскому (Zalashkova, Gerasimovskii, 1974).

В классификации альбитизированных гранитов, предложенной П. В. Ковалем (1975), изученные литиевые граниты наиболее близки лепидолит-биотитовому типу, хотя состав их слюд не доходит до лепидолита. По данным В. И. Коваленко (Kovalenko, 1974), граниты принадлежат литий-фтористому типу, для которого характерны относительно повышенные содержания Li, F, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta.

Полученные данные показывают, что литиевые альбитовые граниты, подобные петрологически и геохимически рассмотренным гранитам Рудных Гор, известны в Забайкалье, Казахстане, Урале, Монголии (Беус и др., 1962; Таусон и др. 1970; Kovalenko, 1974) и представляют, таким образом, закономерные конечные продукты кислого магматизма оловяноносных провинций мира, характеризующихся развитием оловянной, вольфрамовой, аксессуарной, берилловой, тантало-ниобиевой минерализации.

Вместе с тем литиевые альбитовые граниты Центрально-Европейской провинции несколько отличаются по геологической позиции и химическому составу от аналогичных гранитов Центральной Франции, для которых характерны повышенные концентрации минералов бериллия и ниобия (Burnol e. a., 1974), наряду с лепидолитом, представляющим в гранитах Центральной Франции типичную литиевую слюду.

МЕТАСОМАТОЗ, ИЛИ МАГМАТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Приуроченность альбитовых гранитов к апикальным частям Рудогорского плутона противоречит возможной гипотезе кристаллизации плутона от его краев к центру. Тяготение тел рассматриваемых гранитов к контактовой зоне плутона делает более вероятным предположение о проникновении в контактовую зону плутона поздних продуктов кислого магматизма, явившихся, видимо, причиной формирования альбитовых гранитов, чем предположение о первично-магматической кристаллизации минеральной ассоциации альбит — литиевая слюда.

Автор, исходя из следующих наблюдений, предпочитает гипотезу позднего влияния гидротермальных растворов, изменивших эндоконтактовые части плутона.

1. Переходы между цинвальдитовыми альбитовыми гранитами, протолитионитовыми альбитовыми гранитами и литиевыми биотитовыми гранитами, как показала циновецкая структурная скв. CS-1, постепенные, без признаков интрузивных взаимоотношений.

2. Форма многих рудоносных куполов свидетельствует о явном магматическом диапиризме под воздействием не литиевых альбитовых гранитов, а интрузий ранних биотитовых гранитов. Последние могут слагать внутреннее ядро куполов, как это наблюдается в Альтенберге и Крупке.

3. Типичные постмагматические изменения, такие как грейзенизация и серицитизация, фиксируются точно в такой же геологической обстановке, как и литиевые альбитовые граниты (уплощенные приконтактные зоны).

4. Альбитовые граниты Рудогорской провинции формировались на небольших глубинах. Между тем экспериментальные данные показывают

(Luth, Jahns, Tuttle, 1964), что богатые альбитом граниты должны кристаллизоваться в условиях высоких давлений. Нормативный состав альбитовых гранитов хорошо согласуется с составом тройной эвтектики при давлении от 5 до 10 кбар (Таусон и др., 1970), что противоречит предположению о небольших глубинах формирования этих гранитов (1,5—2 км).

5. Имеется несомненное сильное сходство метасоматических явлений, наблюдаемых в пегматитах, и явлений замещения в литиевых альбитовых гранитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические, петрологические и геохимические данные по Рудогорскому плутону позволяют предполагать, что литиевые альбитовые граниты этой провинции образовались в результате интенсивного взаимодействия пород эндоконтактной зоны плутона с растворами глубинного происхождения. Растворы приносили литий и натрий в ранние стадии метасоматоза, а в поздние стадии вызывали грейзенизацию, сопровождавшуюся формированием оловянного и вольфрамового оруденения. Типично дайковая структура внутрирудных альбитовых аплитов свидетельствует о вероятной принадлежности их к магматическим телам ограниченного распространения.

Генетическое единство литиевых альбитовых гранитов на всей обширной территории провинции, охватывающей площадь 150×70 км², при предпосылке метасоматического происхождения свидетельствует, по мнению автора, о подкоровом источнике метасоматических компонентов, которые были, по-видимому, порождены геологическими процессами в мантии. Это согласуется с новейшими гипотезами, связанными с развитием направления тектоники плит, согласно которому источник оловяно-вольфрамоносных гранитов находится под корневыми областями зон Бенюфа (Шульц, 1973; Зоненшайн и др., 1973).

В заключение автор благодарит доктора А. Дудека (Dudek) за критическое прочтение рукописи и ряд замечаний, способствующих улучшению текста.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейс А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 30—55.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 26—30.
- Коваль И. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 216—261.
- Шульц С. С. (мл.) Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 20—26.
- Burnol L., Autran A., Bonnici J. P., Geffroy J. Acid granites and associated metallization in the north-western part of the French central masse. — In: IGCP, MAWAM Excursion Guide Book C, B. R. G. M., Paris, 1974.
- Baumann L., Štemprok M., Tischendorf G., Zoubek V. Metallogeny of tin and tungsten in the Krušné hory — Erzgebirge. — In: IGCP-MAWAM Excursion Guide, Ústřední ústav geologický. Praha, 1974.
- Fiala F. Granitoids of the Slavkovský (Cisařský) les Mountains. — Sbor. geol. věd., Ř. LG., 1968, v. 14, p. 93—160.
- Janečka J., Štemprok M. Nové ložiskové a petrografické poznatky ke západní části krupského revíru. — Věst. ÚUG, č. 2, 1967, 133—136.

- Jarchovský T.* Geochemical characteristic of lithium granite from Krásno (Slavkovský les Mts.).— In: Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM), v. 1. Praha, 1974, p. 181—188.
- Kovalenko V. I.* On the genesis of rare-metal granites and their mineralization.— In: Metallization associated with acid magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 197—200.
- Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klenm I., Ossenkopf W.* Zur Petrographie und Geochemie der Granite der Erzgebirges.— «Geologie», 1972, Jg. 21, H. 4/5, S. 457—489.
- Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.— «J. Geophys. Res.», 1964, v. 67, p. 659—773.
- Rieder M., Huka M., Kucerová D., Minářik L., Obermajer J., Povondra J.* Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krušné hory Mts. (Erzgebirge), Czechoslovakia and Germany. Part A: Chemical composition.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1970, v. 27, p. 131—158.
- Rieder M., Píchová A., Fassová M., Fediuková E., Černý P.* Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krušné hory (Erzgebirge), Czechoslovakia and Germany. Part B. Cell parameters and optical data.— «Min. Mag.», 1970, v. 38, p. 190—196.
- Schneiderhöhn H.* Die Erzlagerstätten der Erde. Bd 2. Die Pegmatite. G. Fischer Verlag, Stuttgart, 1961.
- Strecheisen A.* Classification and nomenclature of igneous rocks.— «Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abh.», 1967, Bd 107, S. 144—240.
- Štemprok M.* Petrografie a vertikální rozsah mineralizace v čínovecké žulové klenbě.— «Sbor. geol. věd., Ř. LG.», 1965, 5, 7—106.
- Štemprok M., Sulcek Z.* Geochemical profile through an ore-bearing lithium intrusion.— «Econ. Geol.», 1969, v. 64, p. 392—404.
- Štemprok M.* Intra-mineralization granitic dykes in the Krušné hory metallogenic province.— «Krystalinikum», 1971, 8, 141—148.
- Štemprok M.* Petrochemical features of tin-bearing granites in the Krušné hory Mts., Czechoslovakia.— «Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue», 1971, p. 112—118.
- Štemprok M., Škvor P.* Composition of tin-bearing granites from the Krušné hory metallogenic province of Czechoslovakia.— «Sbor. geol. věd., Ř. LG.», 1974, 16, 7—87.
- Tauson L. V.* The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity.— In: IGCP, MAWAM, v. 1. Praha, 1974, p. 221—227.
- Tischendorf G., Friese G., Schindler R.* Die Dunkelglimmer der westerzgebirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenetische Indikatoren (II).— «Geologie», 1969, Jg. 18, H. 9, S. 1024—1044.
- Zalashkova N. E., Gerasimovskii V. V.* Petrographic and geochemical features of rare-metal amazonite granites.— In: IGCP, MAWAM, v. 1. Praha, 1974, p. 232—236.

В. Д. КОЗЛОВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ СИСТЕМ

Исследования по выявлению характерных признаков рудоносных гранитных интрузий ведутся давно. После опубликования широко известной работы О. Д. Левицкого (1939) по вольфрамовым месторождениям Забайкалья, когда стала очевидной их пространственная связь с гранитными массивами, основное внимание уделялось изучению петрохимического состава гранитоидов.

Было установлено, что рудоносные в отношении рассматриваемого оруденения граниты этого региона имеют кислый и ультракислый существенно калиевый состав и содержат ряд характерных аксессуарных минералов редких элементов (Попов, 1955). По мере углубления знаний в области петрохимии гранитоидов все более выявлялась недостаточность и ограниченные возможности петрохимических критериев для целей выявления рудоносных интрузий. Действительно, уже исходя из давно сформулированного принципа Фогта об анхизвектическом составе гранитоидов, трудно рассчитывать на большую информативность петрохими-

ческих данных при их генетическом расчленении. Дифференциация наиболее распространенных щелочноземельных гранитоидных формаций приводит к формированию существенно обогащенных калием лейкогранитов, полностью отвечающих по составу гранитам рудоносных интрузий. Однако в настоящее время хорошо известно, что далеко не все лейкограниты, отвечающие по составу рудоносным, их представляют.

Заслуживают особого внимания два геологических признака рудоносных интрузий. Первый состоит в обычной принадлежности их к гипабиссальной фации глубинности, хотя далеко не все гипабиссальные массивы рудоносны. Второй признак, подчеркиваемый многими исследователями, заключается в многофазности массивов при значительном разнообразии представляющих фазы дифференциатов. По мнению автора настоящей работы, дифференцированность и многофазность не являются привилегией только рудоносных интрузий, это типичные свойства гранитных систем вообще. В этом отношении особенность рудоносных интрузий состоит в сложной дифференцированности, несмотря на их относительно небольшие объемы и гипабиссальные условия формирования, что должно было бы препятствовать широкому проявлению дифференциации вследствие ускоренного охлаждения таких магматических систем.

Характерная особенность большинства рудоносных интрузий, решающим образом способствовавшая их дифференциации, — сравнительно лейкократовый и кислый состав гранитов главной интрузивной фазы. Это означает, что в рудоносных интрузиях дифференциации подвергаются расплавы, по составу сравнительно близкие к гранитной электике, «низкотемпературный» характер которых — одно из условий, определяющих возможность длительной дифференциации, приведшей к возникновению многочисленных лейкократовых разновидностей.

Очевидно, что отмеченные геологические признаки рудоносных интрузий не могут иметь решающего значения для целей их диагностики, так как обнаруживаются лишь при очень детальных исследованиях отдельных массивов.

Ведущее место в выявлении рудоносных интрузий заняли геохимические данные об их микроэлементном составе. Впервые возможные уровни концентраций редких элементов в гранитоидах были детально охарактеризованы и оценены на количественной основе в получившей широкую известность монографии Л. В. Таусона (1961).

Проведившиеся после опубликования названной работы геохимические исследования гранитоидов ряда регионов показали, что в отличие от петрохимических данных редкоэлементная характеристика гранитоидов отражает, в первую очередь, индивидуальные особенности формаций и их интрузий.

В результате геохимических исследований было также установлено, что гранитоидам, массивы которых сопровождаются оловянным, вольфрамовым, собственно редкометальным оруденением, всегда свойственны повышенные, превышающие кларковые в 1,5—4 раза, концентрации сравнительно немногочисленной группы характерных гранитофильных элементов, в которую входят редкие щелочи (литий, рубидий, цезий), редкие рудные элементы (бериллий, олово, вольфрам, тантал, ниобий), свинец, по-видимому, уран, торий и из летучих компонентов — фтор и бор. Перечисленные элементы формируют геохимический облик интрузий рудоносных гранитов, получивших в литературе название редкометальных (Таусон и др., 1970; Таусон, 1971; Апелъцын, Гинзбург и др., 1970; Руб, Коптев-Дворников, 1970; Коваленко и др., 1971; и др.). В результате обобщения накопленных данных по редкоэлементному составу гранитоидов появилась возможность выделить среди них геохимические типы (Коваленко и др., 1971).

Л. В. Таусоном (1973, 1974) была разработана полная геохимическая классификация гранитоидов, в которой рудоносные в отношении оловянно-

но-вольфрам-редкометалльного оруденения граниты объединены в геохимический тип редкометалльных плюмазитовых лейкогранитов. В названии типа отражены все три наиболее характерные особенности рудоносных гранитов: их лейкократовый состав, существенно калиевый характер и повышенные концентрации гранитофильных редких элементов. Первые два признака можно рассматривать лишь как необходимые, а определяющим является редкоэлементный состав гранитов.

Сам факт, что одна и та же группа редких элементов определяет как геохимический облик редкометалльных лейкогранитов, так и наиболее типичные особенности минерального состава сопровождающего интрузии пневматолито-гидротермального оруденения, с очевидностью свидетельствует о генетическом характере связи оруденения с редкометалльными интрузиями, которые являлись непосредственным источником рудоформирующих флюидов и растворов.

На обширной территории Забайкалья рудоносные массивы редкометалльных лейкогранитов практически единичны, а большинство тел лейкогранитов, относившихся ранее по петрохимическим данным или на основе формационного анализа к рудоносным, по своей геохимической характеристике должны рассматриваться как безрудные или малопродуктивные. Таким образом, наблюдающееся в Забайкалье несоответствие между ограниченным числом приуроченных к отдельным гранитным массивам рудных районов и чрезвычайно широким развитием гранитоидов не является следствием плохой изученности территории, а отражает реально существующее положение, определяемое теми редкими случаями, когда полициклическое развитие гранитного магматизма в Забайкалье завершилось формированием редкометалльных гранитов.

В процессе дифференциации ряда разновозрастных гранитоидных комплексов Забайкалья происходило накопление группы гранитофильных элементов. Однако интенсивность и достигаемый в конечных дифференциатах уровень концентрации элементов для разных гранитоидных комплексов существенно различны. В целом в Забайкалье наблюдается тенденция слабого повышения концентраций гранитофильных элементов в лейкогранитах поздних фаз от более древних к более молодым гранитоидным комплексам. Только лейкограниты трех мезозойских рудоносных комплексов — кукульбейского, харалгинского и асакан-шумиловского — резко выделяются высокими уровнями концентрации редких элементов, превышающими кларковые в 2—3 раза (табл. 1).

Важно подчеркнуть, что уровни концентраций редких элементов в лейкогранитах разных комплексов практически не зависят от содержания фтора, концентрации которого, например, в лейкократовых гранитах Верхне-Удинского батолита, с наиболее низкими содержаниями редких элементов не отличаются от концентраций фтора в ряде разновидностей редкометалльных гранитов с высокими содержаниями гранитофильных элементов (табл. 1.). Эта особенность показывает, что роль фтора как минерализатора начинает проявляться лишь на заключительных стадиях становления редкометалльных интрузий.

В табл. 1 приведены средние уровни концентраций элементов. В действительности каждой группе лейкогранитов, представляющих отдельные комплексы, свойственны определенные диапазоны концентраций. Как видно из табл. 2, в поздних дифференциатах кыринского батолитового комплекса концентрации редких щелочей и бериллия обычно близки к кларковым, а содержания фтора понижены. Лишь в очень редких случаях (Большереченский массив, см. Козлов, Шеремет, Яновский, 1974) содержания фтора несколько превышают кларковые и одновременно умеренно повышаются концентрации редких щелочей. Для гранитов рассматриваемой группы типичны повышенные (1,5 кларка) содержания олова и вольфрама, которые в отдельных массивах возрастают до 2—3 кларков. На примере таких массивов (Ульзутуйский и некоторые другие) устанавливается, что

Таблица 1

Средняя геохимическая характеристика лейкогранитов Забайкалья

Возраст	Комплекс, массив	Разновидность гранитов	Na	K	F	Li	Rb	Be	B	Sn	W	Pb	Число проб
			%			γ/г							
Pz ₃	Ундинский комплекс, Верхне-Ундинский батолит	Лейкократовые, крупнозернистые, внутренняя зона	2,8	4,4	0,09	33	160	2,3	Н. д.	3,7	Н. д.	22	10
		Лейкократовые среднезернистые, внешняя зона	2,8	3,8	0,04	41	240	3,5	»	3,5	»	13	9
T—J ₂	Кыринский комплекс, Кыринский батолит, массивы заключительной фазы	Биотитовые и лейкократовые мелко-среднезернистые	2,8	3,9	0,025	42	185	3,3	16	5,2	1,3	28	147
J ₁ —J ₂	Сохондинский комплекс, массивы заключительной фазы	Резкопорфировидные биотитовые, гранит-порфиры	3,0	3,8	0,04	49	150	2,8	21	5,0	3,3	24	51
J ₂ —J ₃	Борщовочный комплекс, Борщовочный и Халзанский массивы	Биотитовые мелко-среднезернистые	2,4	4,1	0,04	48	230	3,9	16	6,4	1,2	36	22
J ₁ —J ₂ —J ₃ (?)	Асакан-Шумиловский комплекс. Шумиловский и Ясытский массивы	Биотитовые и лейкократовые	2,8	3,6	0,09	130	350	6,5	13	13	2,1	56	40
J ₃	Кукульбейский комплекс, пять массивов Центрального Забайкалья	Биотитовые порфировидные	2,7	3,7	0,10	120	300	6,7	30	8,8	3,0	38	50
J ₂ —J ₃	Харалгинский комплекс, четыре главных массива	Биотитовые резкопорфировидные	2,85	4,1	0,30	70	380	10	16	8,0	3,3	32	73

Таблица 2

Геохимическая характеристика лейкогранитных массивов разных формаций (комплексов) Забайкалья

Комплекс	Массив	%										Число проб
		Na	K	F	Li	Rb	Be	B	Sn	W	Pb	
Кыринский	Куинский	3,4	3,8	0,07	40	160	Н. д.	Н. д.	4,1	3,2	29	8
	Олегуэйский	2,8	3,7	0,04	40	210	3,9	16	4,6	4,5	32	44
	Анакаканский	2,9	3,7	0,04	55	170	3,0	13	4,7	~1,0	28	19
	Ульзугуйский	2,8	3,6	0,02	40	270	4,4	26	9,8	4,9	42	15
	Большереченский	2,9	4,1	0,10	80	240	Н. д.	Н. д.	6,1	4,9	22	5
Кукульбейский	Седловский	2,5	3,9	0,09	56	210	4,0	24	7,9	1,5	34	16
	Хангайский	2,5	3,9	0,09	125	330	6,7	30	11	4,8	52	12
	Кангинский	2,7	3,5	0,11	170	240	8,0	18	13	1,4	39	13
	Тургинский	2,8	3,2	0,19	200	670	5,1	12	13	2,0	80	5

накопление в гранитах названных элементов, а также бора обуславливает появление убогой кварц-касситеритовой минерализации с шеелитом (реже вольфрамитом) и турмалином.

Таким образом, рудоносность массивов этого типа в общем коррелируется с достигнутым уровнем концентрации в гранитах некоторых рудных элементов, а отсутствие в сопровождающем такие массивы оруденении признаков редкометалльной (литий, бериллий) и фторной минерализации хорошо согласуется с отсутствием в гранитах признаков существенного накопления этих элементов. Подобные массивы лейкогранитов, характеризующиеся повышенными концентрациями лишь части гранитофильных элементов (олово, вольфрам, бор) и низкими содержаниями фтора, были названы ограниченно-рудоносными (Козлов, Свядковская, 1972).

В отличие от гранитов рассмотренной группы большинству массивов рудоносного кукульбейского комплекса свойственны повышенные концентрации редких элементов и фтора, заметно различные для разных массивов. Вместе с тем встречаются массивы (Седловский), в гранитах которых концентрации редких элементов не отличаются от концентраций, наблюдаемых в интрузиях ограниченно-рудоносных гранитов; по существу, такие массивы относятся к группе последних.

Рудоносные граниты кукульбейского комплекса выделяются прежде всего высокими концентрациями лития (превышающими кларковые в 2—5 раз), бериллия (в 2—3 раза выше кларка), олова (в 2—4 раза выше кларка), а также повышенными содержаниями фтора. Особенно высоки концентрации редких щелочных элементов, олова и фтора в массивах редкометалльных лейкогранитов, приближающихся к амазонитовым (Тургинский).

По геохимической характеристике к рудоносным гранитам кукульбейского комплекса близки граниты рудоносного харагинского комплекса, отличающиеся от кукульбейских значительно более высокими концентрациями фтора и более

Дифференциация безрудных и ограниченно-рудных массивов лейкогранитов

Комплекс	Массив, характер дифференциации	Разновидность гранитов	Na	K	F	Li	Rb	Be	B	Sn	W	Pb	Число проб
			%			γ/г							
Кыришский	Анацаканский, фации	Биотитовые меланократовые мелко-среднезернистые (краевые)	2,8	3,3	0,04	83	180	3,3	11	4,4	~1,0	17	5
		Биотитовые мелко-среднезернистые (внутренняя зона)	2,9	4,0	0,02	49	170	2,9	15	4,9	~1,0	36	9
	Оленгуйский, субфазы	Биотитовые крупнозернистые	2,8	3,8	0,05	46	200	3,6	18	4,4	1,5	31	27
		Биотитовые мелко-среднезернистые	2,7	3,5	0,02	48	190	3,3	18	5,9	~1,3	43	7
Борщовочный	Борщовочный, субфазы	Лейкократовые, аплитовидные	2,9	3,6	0,03	21	260	6,0	15	4,1	1,9	38	10
		Биотитовые мелко-среднезернистые	2,3	4,2	0,03	45	220	4,4	19	6,3	1,5	46	11
	Халзанский, субфазы и фации	Биотитовые крупнозернистые, лейкократового облика	2,3	3,9	0,04	48	210	4,7	23	7,0	1,0	43	7
		Биотитовые, крупнозернистые, порфириовидные	2,8	4,1	0,06	66	170	2,6	16	4,8	1,4	23	22
		Биотитовые мелко-среднезернистые	2,6	4,1	0,06	51	240	3,2	14	6,4	1,0	27	11
		Двуслюдяные мелко-среднезернистые	2,6	3,8	0,05	53	260	4,4	16	6,6	2,4	24	10
	Биотитовые средне-крупнозернистые, редкометалльные	2,8	3,6	0,03	130	250	5,6	16	11	1,3	38	7	

низкими — лития. Эти различия, как следует из сравнения геологических условий формирования интрузий двух комплексов, объясняются менее глубинным, гипабиссально-приповерхностным характером интрузий харалгинских гранитов, что способствовало резкой концентрации фтора в их купольных выступах, но, очевидно, приводило к некоторой потере лития.

Из проведенного обзора геохимические различия кислых гранитов двух больших групп, представляющих безрудные и ограниченно-рудоносные интрузии и рудоносные массивы, совершенно очевидны. В этих различиях отражается принципиально разное положение двух групп лейкогранитов. Первые в большинстве случаев представляют собой конечные дифференциаты позднеорогенных батолитовых комплексов, сформировавшиеся на заключительной, регрессивной, стадии магматизма, и достигаемый в них уровень концентрации редких элементов, по существу, предельный для данной магматической системы. Вторые, напротив, принадлежат к прогрессивной стадии магматизма, связанной с периодом мезозойской активизации Забайкалья, что обеспечило возможность широкого проявления процессов дифференциации и концентрирования летучих и редких элементов в апикальных фациях и конечных дифференциатах.

Принадлежащие к первой группе лейкограниты батолитовых интрузий кыринского комплекса представляют собой продукт кристаллизации остаточных магматических очагов, дифференциация которых в ряде участков обусловила формирование двух главных разновидностей — биотитовых и лейкократовых гранитов, характеризующихся фазовыми или фациальными взаимоотношениями. Однако дифференциация этих очагов обычно не сопровождается сколько-нибудь заметным изменением геохимической характеристики гранитов (табл. 3 — массивы Анацаканский и Оленгуйский). Даже в очень крупных массивах (Оленгуйский, около 600 км²) самые поздние лейкограниты обеднены такими элементами, как фтор и литий.

Несколько иные тенденции обнаруживаются при анализе сложнодифференцированных гранитных систем борщовочного комплекса. Из сопоставления двух главных разновидностей кислых гранитов Борщовочного массива — мелко-среднезернистых биотитовых и прорывающих их средне-крупнозернистых порфировидных гранитов лейкократового облика (данные А. В. Татарина) — следует, что лейкограниты массива характеризуются заметно повышенными концентрациями таких гранитофильных элементов, как олово и бериллий, а также свинца (табл. 3). При кларковых концентрациях редких щелочей понижения содержания фтора при дифференциации массива уже не отмечается.

Еще более определенными оказываются данные по другому сложнодифференцированному массиву комплекса — Халзанскому (юг Центрального Забайкалья). Как следует из данных табл. 3, в ряду дифференциации от крупнозернистых (калишпатизированных) биотитовых до мелко-среднезернистых гранитов Халзанского массива наблюдается, как и в Борщовочном массиве, накопление бериллия и вольфрама (до 1,5 кларка), олова (до 2 кларков), сопровождающееся заметным концентрированием рубидия. Концентрации лития и фтора остаются практически на одном уровне. Наибольший интерес представляют выявленные в отдельных участках Халзанского массива типичные редкометальные граниты. Они формировались, по-видимому, в купольных выступах и представлены среднекрупнозернистыми разновидностями лейкократового облика. Концентрации в гранитах лития, олова, а также бериллия (табл. 3) соответствуют уровню их содержания в распространенных редкометальных гранитах (см. табл. 2). По существу, единственным их отличием являются пониженные содержания фтора.

Значение установленного факта выходит за рамки обсуждения дифференциации конкретного, в данном случае Халзанского, массива. Очевид-

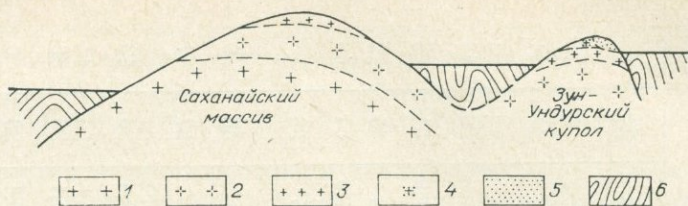


Схема фациальной зональности массивов Саханайской группы. 1 — граниты крупнозернистые биотитовые; 2 — граниты крупнозернистые двуслюдяные; 3 — граниты мелко-среднезернистые двуслюдяные; 4 — граниты мелкозернистые существенно мусковитовые; 5 — граниты средне-крупнозернистые мусковитовые; 6 — песчано-сланцевые породы.

но, первый этап тектономагматической активизации, интенсивно проявленный как раз в купольных структурах гнейсированных гранитов борщовочного (цаган-олуевского) комплекса, завершился в отдельных участках формированием типичных редкометалльных гранитов. Сама причина их возникновения остается во многом не ясной. Как показывает приведенный материал, привнос калия и последующая дифференциация вещества в пределах таких гнейсогранитных структур, достаточно подготовленных для выплавления лейкогранитных расплавов, тем не менее обычно не приводит к формированию редкометалльных интрузий. Пространственная разобщенность последних позволяет предполагать, что их возникновение обусловлено локальными причинами, наиболее вероятной из которых является интенсивный приток летучих, в первую очередь воды, из глубинных зон в отдельных участках.

Дальнейшее формирование редкометалльных интрузий связано с внедрением их в верхний структурный этаж, которое сопровождалось интенсивной дифференциацией, осуществлявшейся в условиях закрытой системы и ее термостатирования, по Ф. А. Летникову (1975).

Геологические и геохимические материалы позволяют наметить несколько вариантов процесса камерной дифференциации редкометалльных интрузий в зависимости от условий их залегания и становления. Кристаллизация более глубинных гипабиссальных интрузий, приближающихся к мезоабиссальным, сопровождалась концентрированием в апикальной зоне фтора, редких элементов, а также воды, о чем можно судить по фациям мусковитовых гранитов. Возникающие в результате различий в температурном режиме внешних и внутренних частей интрузий фации кристаллизации являются одновременно и фациями дифференциации вещества интрузий.

Пример подобной зональности — дифференциация Саханайского массива с его сателлитовым Зун-Ундурским куполом. Внутренняя зона Саханайского массива (см. рисунок) сложена грубозернистыми порфировидными гранитами главной фации, которые выше сменяются двуслюдяными, также крупнозернистыми разновидностями. В апикальной части крупнозернистые двуслюдяные граниты переходят в резкопорфировидные среднезернистые двуслюдяные граниты зоны закалки массива. Такие же граниты слагают глубинные части Зун-Ундурского купола, в апикально-приконтактных участках которого зернистость гранитов еще более уменьшается и они становятся существенно мусковитовыми. Наконец, в восточной части купола выделяется относительно небольшой участок крупнозернистых мусковитовых гранитов, представляющих зону грейзенизации, сформированную, вероятно, в постмагматическую стадию.

В перечисленном ряду фациальных разновидностей гранитоидов наблюдается однонаправленное накопление гранитофильных элементов и фтора от внутренних к апикальным зонам и области грейзенизации (табл. 4). При этом геохимически устанавливается полная идентичность гранитов апикальной зоны Саханайского массива и внутренней зоны Зун-

Дифференциация рудоносных редкометальных массивов Забайкалья

Комплекс	Массив, характер дифференциации	Разновидность гранитов	Na	K	F	Li	Rb	Be	B	Sn	W	Pb	Число проб
			%			γ/г							
Кукульбейский	Саханайский, фации	Бiotитовые крупнозернистые	2,7	3,8	0,13	110	290	5,9	54	12	3,6	20	13
		Двуслюдяные крупнозернистые	2,8	4,0	0,13	140	300	7,5	70	14	4,4	22	8
		Двуслюдяные среднезернистые	2,8	4,0	0,21	200	330	13	90	23	6,0	22	3
	Зун-Ундурский, фации	Существенно мусковитовые мелкозернистые	2,85	3,6	0,25	170	350	13	110	25	7,1	18	10
		Мусковитовые крупнозернистые	2,7	3,6	0,38	290	410	20	49	58	12	11	11
		Бiotитовые крупнозернистые	2,8	3,6	0,37	260	420	23	60	80	30	12	4
Большой Шаронайский, фации	Бiotитовые мелко-среднезернистые (краевые)	2,8	4,0	0,11	68	220	4,7	23	9,2	1,9	30	15	
	Бiotитовые мелко-среднезернистые (центральная часть)	2,7	3,9	0,21	330	250	11	52	44	1,9	31	6	
	Кварцевые порфиры	2,4	2,1	0,70	470	480	4,7	45	65	12	15	2	
Асакан-Шумиловский	Букукинское рудное поле	Бiotитовые крупнозернистые, лейкократовые главной фазы	2,9	3,6	0,09	130	300	6,0	Н.д.	15	1,6	54	40
		Двуслюдяные средне-мелкозернистые граносиениты (внутренняя зона)	3,9	4,3	0,34	620	470	4,5	»	35	75	56	
		Аплитовидные граносиениты (штоки и дайки)	4,0	4,3	0,27	510	530	3,8	»	29	41	40	9
	Харалгинский, фации	Фельзиты (граносиенит-порфиры— дайки)	4,0	4,3	0,87	800	1100	4,1	»	48	44	97	7
		Лейкократовые крупнозернистые (внутренняя зона)	2,8	4,0	0,28	96	370	10	11	12	6,4	26	13
		Бiotитовые, главная фация	3,1	4,0	0,28	84	370	11	11	8,5	6,5	33	14
Харалгинский	Ингодинский, фации и субфаза	Бiotитовые мелко-среднезернистые и аплитовидные	3,2	3,8	0,32	190	490	9,3	16	6,0	9,1	30	6
		Бiotитовые, главная фация	2,7	4,1	0,31	66	400	9,5	27	8,6	8,1	28	6
		Гранит-порфиры, зона закалки	2,8	4,0	0,31	80	390	7,9	28	10	6,4	40	9
	Кварцевые порфиры с полевошпатовой основной массой	Бiotитовые мелко-среднезернистые	2,8	4,1	0,23	43	340	8,8	36	12	8,0	30	6
		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	1,6	4,8	0,84	380	550	14	100	11	6,7	120	8
		Кварцевые порфиры с микрогранитной основной массой	1,8	4,6	1,50	660	450	0,9	16	31	5,5	20	6

Ундурского купола, что подтверждает принадлежность этих интрузий к одному магматическому очагу, развивавшемуся по общей схеме. В конечном счете рудоносность таких массивов определяется достигнутым уровнем концентрации редких рудных элементов и летучих в их апикальных участках.

Изложенная схема дифференциации с известными вариациями типична для ряда массивов Центрального и Восточного Забайкалья (Хангайский, Дурулгуевский, Олдандинский).

В отличие от гипабиссальных интрузий в гипабиссально-приповерхностных массивах (харалгинский комплекс) характер фациальных разновидностей гранитоидов определяется главным образом температурным режимом и мало зависит, вследствие ускоренного остывания интрузий, от перераспределения вещества в период кристаллизации (табл. 4).

Рассмотренные вопросы дифференциации редкометалльных интрузий касаются в основном фаций внешних зон, возникающих в результате существенных различий в температурном режиме кристаллизации разных по отношению к кровле частей гипабиссальных интрузий.

Гораздо большее значение, в первую очередь в отношении рудоносности, имеют процессы общей внутрикамерной дифференциации редкометалльных интрузий. Как было показано Л. В. Таусоном (1972), кристаллизация гипабиссальных интрузий, обогащенных летучими компонентами, отличается своеобразием. Благодаря оттоку летучих в верхние части здесь формируется область низкотемпературных расплавов, обогащенных летучими и связанными с ними редкими элементами. Фронт одновременной кристаллизации в таких интрузиях может охватывать не только их внешние, наиболее охлаждающиеся, части, но и нижние, обедненные летучими зоны, благодаря чему под давлением фронта кристаллизации в области низкотемпературных расплавов будет происходить дальнейшая концентрация летучих и редких элементов. На завершающей стадии развития интрузий такие внутренние «низкотемпературные» очаги служили непосредственным источником грейзенизирующих флюидов и гидротермальных растворов.

Изложенная схема хорошо согласуется с имеющимися геохимическими материалами по редкометалльным интрузиям. Во внутренней зоне Большого Шаронайского массива Кулиндинской группы геохимически выделяется своеобразное «ядро» редкометалльных гранитов. Эти граниты совершенно не отличаются по составу от мелкозернистых биотитовых гранитов внешней приконтактовой зоны массива, но резко выделяются геохимически очень высокими концентрациями фтора, лития, бериллия, олова, а также бора, т. е. всей группы гранитофильных и летучих элементов, определяющих рудоносность таких массивов (см. табл. 4). В Большом Шаронайском массиве «ядро» редкометалльных гранитов сформировалось на небольшом удалении от его эродированной поверхности.

Аналогичное явление интенсивного концентрирования летучих и редких элементов в центральной области Адун-Челонского редкометалльного массива было установлено Ю. П. Трошиным и В. А. Гребенщиковой (1974). В случае большей проницаемости вмещающих пород область формирования таких резко обогащенных летучими и редкими элементами гранитов смещается в более глубинные зоны редкометалльных интрузий. Так, установлено (Омельяненко, Козлов, Шермет, 1974), что во внутренней зоне Шумиловского массива, залегающего среди более древних гранитоидов, на глубине около 300 м от эродированной в настоящее время кровли массива, сформировалось тело мелкозернистых, интенсивно обогащенных летучими и редкими элементами гранитов, являвшихся, по видимому, источником грейзенизирующих флюидов. На завершающей стадии развития магматической системы из этой области в апикальные зоны массива внедрялись дайки и штоки аплитовидных граносиенитов и сиенит-порфиров. Они представляют, очевидно, конечные продукты даль-

нейшей дифференциации внутреннего редкометалльного очага; содержания в них фтора, лития, олова превышают кларковые в 10—20 раз (см. табл. 4).

Геохимические исследования показали, что подобные редкометалльные кварцевые порфиры и гранит-порфиры — конечные дифференциаты редкометалльных интрузий — распространены достаточно широко. Обогащенные натрием разновидности таких пород, являющиеся субвулканическими аналогами альбит-лепидолитовых гранитов, названы В. И. Коваленко с соавторами (1971) онгонитами. Калиевые разновидности давно известны в одном из старейших европейских оловорудных районов, Корнуолле, под названием эльванов (Петрографический словарь, 1963). Подобные эльванам породы слагают южную апофизу Верхне-Ингодинского массива (Свадковская, 1970, 1974) (см. табл. 4). Аналогичные кварцевые порфиры встречаются также в рудном поле Букуинского вольфрамитового месторождения. К этому же типу, как показывает анализ коллекции Ю. П. Трошина, относятся кварцевые порфиры Шерловой Горы.

Изложенные данные по геохимии поздних дифференциатов редкометалльных интрузий позволяют с достаточной определенностью относить к ним также массивы амазонитовых гранитов. Как известно, еще О. Д. Левицким и его коллегами (1963) на основе геологических признаков была показана магматическая природа последних и принадлежность их к заключительной интрузивной фазе кукульбейского комплекса.

В последние годы магматическое происхождение амазонитовых гранитов было подтверждено на основе детальных геолого-геохимических и экспериментальных исследований (Коваленко, 1975; Коваленко и др., 1970). Эта точка зрения находит полное подтверждение в обсуждаемых геохимических данных. По своей геохимической характеристике амазонитовые граниты практически не отличаются от рассмотренных выше кварцевых порфиров и других поздних дифференциатов редкометалльных интрузий. В случае значительного объема последних с ними может быть связано грейзеновое оловянно-вольфрамовое (Шумиловский массив), касситерит-сульфидное (Шерловая Гора) и касситерит-редкометалльное (амазонитовые граниты) оруденение. Само наличие гипабиссальных (амазонитовые граниты) или субвулканических (кварцевые порфиры и т. п.) поздних дифференциатов редкометалльных интрузий, интенсивно обогащенных редкими элементами, свидетельствует, как показывает опыт, о рудоносности редкометалльных гранитных систем.

ВЫВОДЫ

1. В процессе дифференциации гранитоидных интрузий в их поздних дифференциатах, представленных биотитовыми и лейкократовыми гранитами, наблюдается концентрирование фтора, бора и небольшой группы гранитофильных редких элементов (редкие щелочи, бериллий, олово, вольфрам, свинец), степень которого для разных магматических систем и разных элементов различна.

2. Рудоносность лейкогранитов в общем случае определяется достигнутым в процессах их формирования уровнем концентрации редких элементов и летучих. Невысокий уровень концентрации части гранитофильных элементов (олово, вольфрам) характеризует группу ограниченно-рудоносных (оловоносных) гранитных тел, представляющих, как правило, конечные дифференциаты позднеорогенных гранитоидных интрузий.

3. Рудоносные в отношении комплексного оловянно-редкометалльного оруденения массивы сложены типичными редкометалльными гранитами с высоким уровнем концентрации всех гранитофильных элементов. Они формировались в результате процессов тектономагматической активизации, вероятно, под воздействием усиленного притока летучих, в локальных

участках. Конкретная рудоносность интрузий редкометалльных гранитов во многом определяется характером и интенсивностью процессов их дифференциации в месте становления, приводивших к дальнейшему резкому концентрированию гранитофильных элементов в апикальных зонах и конечных камерных дифференциатах.

4. Поскольку одна и та же группа элементов определяет геохимический облик рудоносных интрузий и характер ассоциирующего с ними оловянно-редкометалльного оруденения, связь последнего с интрузиями является генетической.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцын Ф. Р., Гинзбург А. И., Архангельская В. В. и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 146—189.

Коваленко В. И. Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1975, ч. 104, вып. 6, с. 664—677.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 240 с.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Д. Л. Топазодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 2, с. 430—433.

Козлов В. Д., Свядковская Л. Н. Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье). — «Зап. Забайкал. филиала геогр. о-ва СССР». Чита, 1972, вып. 82, с. 58—75.

Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Геохимическая характеристика мезозойских плюмазитовых лейкократовых гранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. — «Геохимия», 1974, № 10, с. 1451—1463.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 271 с.

Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 122 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 100).

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975.

Омельяненко С. А., Козлов В. Д., Шеремет Е. М. К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье). — В кн.: Ежегодник-1973. СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 213—216.

Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 448 с.

Попов С. Д. О генетической связи олово-вольфрамо-молибденовых месторождений с интрузиями и поиски их на территории СССР. — «Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской ССР», Улан-Удэ, 1955, вып. 2, с. 16—69.

Руб М. Г., Коптев-Деорников В. С. Геохимические критерии потенциально-рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—46.

Свядковская Л. Н. Петролого-геохимическая характеристика фаций гранитоидов и их аутометасоматически измененных разновидностей рудоносной Верхне-Ингодинской интрузии. — «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1971, вып. 8, с. 104—109.

Свядковская Л. Н. Петролого-геохимическое расчленение верхнеюрских гранитоидных интрузий юга Центрального Забайкалья и вопросы их рудоносности. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 61—70.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.

Таусон Л. В. О геохимических типах гранитов. — В кн.: Ежегодник-1972. СибГЕОХИ. Иркутск, «Наука», 1973, с. 70—74.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.

Таусон Л. В., Анфилогов В. П., Коваленко В. И. и др. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261.

Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И. Кристаллизация и дифференциация внутренних зон гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Адун-Челонского массива). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 4, с. 23—35.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ
РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЛЕЙКОГРАНИТОВ
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ФРАНЦУЗСКОГО МАССИВА,
ИХ ЭВОЛЮЦИЯ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В процессе гранитообразования в северо-западной части Центрального Французского массива в течение каледонского и герцинского циклов сформировались гранитоиды различных типов. В Центральном Французском массиве выделяют три структурно-геологические зоны (Chenevoeu, Ravier, 1971): ядро района Аверна, зона Рутено-Лимузина и пояс Цевенол. Северо-западная часть Центрального Французского массива (см. рисунок) включает в себя частично зоны Рутено-Лимузина и Авернского ядра. Ряд разломов разделяют эти две зоны на несколько структурных блоков, каждый из которых характеризуется специфическими геологическими чертами.

Гранитоиды Авернской зоны разделены на три типа: «тип гранита Гере» додинантского * возраста, представленный кордиеритсодержащей разностью и ассоциирующий с «гнейсами Обюссон», биотитовые порфировидные или равномерно-зернистые гранитоиды (гранодиоритового или монцонитового состава), сформированные в герцинский этап, и, наконец, лейкограниты каменноугольного возраста (вестфаль — стефан), датированного изохронным методом по породам.

В структурной зоне Лимузина положение гранитоидов в геологической истории изучено лучше, чем в Авернской зоне. Здесь проведены многочисленные детальные геологические исследования (Autran, Guillot, 1974). В зоне Лимузина выделяют четыре фазы тектонической активности: P1 (420 млн. лет), P2 (конец девона) и P3, P4 (около 320 млн. лет — каменноугольный период).

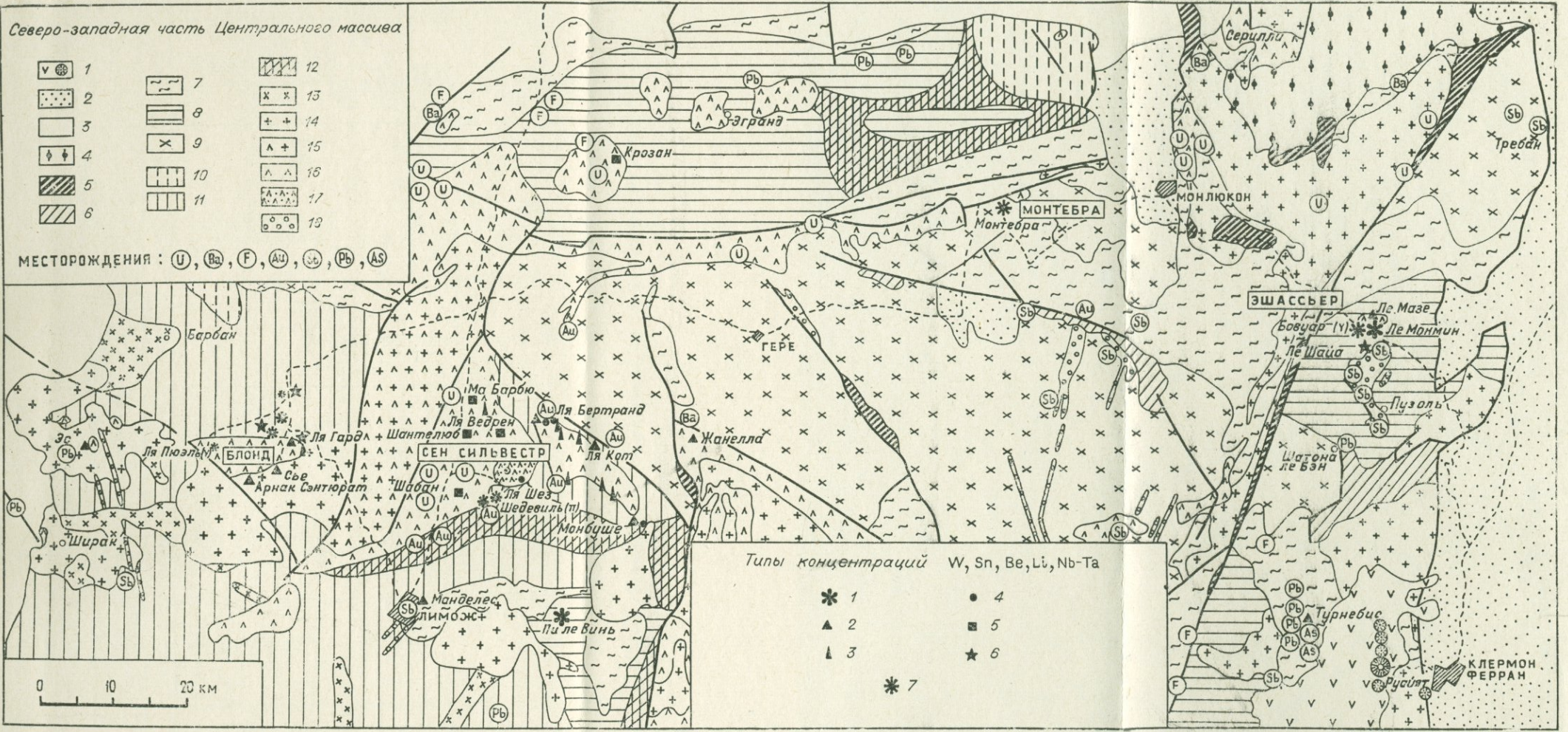
Среди гранитоидов здесь выделяют ортогнейсы, образовавшиеся раньше фазы P1; лейкограниты Ля Брам фаз P1 и P2; тоналиты, гранодиориты, монцограниты и широко распространенные лейкограниты, приуроченные к фазам P3 и P4.

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ ЛЕЙКОГРАНИТОВ,
ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭВОЛЮЦИЯ

Термин «лейкогранит», предложенный Д. А. Джохансенем, широко распространен во Франции после публикации работы Ламейера (Lameyre, 1966). Он объединяет «гололейкократовые граниты с калиевым полевым шпатом и альбитом или кислым олигоклазом». В этих породах содержание цветных минералов не превышает 10%. Лейкограниты содержат более 71% SiO₂, компонентов мафической группы менее 4%, менее 1,2% CaO (Didier, Lameyre, 1969). По этим показателям гранитоиды группы лейкогранитов четко отделяются от гранитоидов гранодиоритового или монцонитоидного состава, хотя содержания алюминия в тех и других близки.

В северо-западной части Центрального Французского массива можно выделить лейкограниты трех типов, основываясь на представлениях об

* Дивант — нижний отдел каменноугольной системы (Ред.).



Типы концентраций W, Sn, Be, Li, Nb-Ta.

1 — месторождения кварцевых жил с W в экстрабатолитах; 2 — кварцевые жилы в батолитах с преобладанием W и в меньшем количестве с сульфидами; 3 — штокверки в батолитах с преобладанием W; 4 — штокверки в батолитах с преобладанием Sn; 5 — пегматиты калиевые и калий-натриевые с бериллом; 6 — кварцевые жилы в батолитах с Sn — W (преобладает Sn) и содержащие сульфиды; 7 — формирования поздней альбитизации; пегматиты (ш), граниты (г), микрограниты (мг) с Sn, Li, Be, Nb-Ta. Северо-западная часть Центрального массива; 1 — четвертичный вулканизм; 2 — олигоцен; 3 — мезозойский чехол; 4 — пермь; 5 — стезанский отдел (карбон); 6 — династский отдел (карбон). Нуайо Арверн; 7 — аязактиты с кордиеритом Обюссона; 8 — слюдяные сланцы и гнейсы; 9 — граниты с кордиеритом (тип Гере). Ансамбль Рутено-Лимузин; 10 — формирования эпизоны; 11 — слюдяные сланцы и гнейсы мезозойские; 12 — очковые гнейсы; 13 — тоналиты; 14 — бититовые граниты; 15 — лейкократовые граниты района Ля Брам; 16 — лейкократовые граниты, геохимически специализированные; 17 — лейкократовые граниты; 18 — микрограниты.

*Средний химический состав батолейкогранитов, монцолейкогранитов и монцонитовых гранитов северо-западной части
Центрального Французского массива*

Компонент	Ля Брам	Орей(1)				Вольри			Шанон(4)		
	Батолейкогранит	Монцонитовый гранит		Монцолейкогранит		Монцолейкогранит Бригей	Монцонитовый гранит		Монцонитовый гранит	Монцолейкогранит	
		ориентир, текстура	массивная текстура	двуслюдяной	мусковитовый		Шанон 1	Шанон 2	Шанон 3		
	(1)n=32(2)	n=34	n=29	n=16	n=5	(3)n=5	n=1	n=66	n=28	n=76	n=81
SiO ₂	71,84	69,91	70,96	71,49	73,90		67,8		70,56	71,69	72,66
TiO ₂	0,27	0,26	0,20	0,20	0,06		0,56		0,34	0,26	0,21
Al ₂ O ₃	14,68	16,00	15,56	15,45	14,88		16,9		15,03	14,83	14,64
Fe(общ.)	2,02	1,82	1,49	1,40	0,99		2,05		2,41	1,87	1,60
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04		0,10		0,052	0,053	0,046
CaO	0,73	1,78	1,14	1,15	0,48		1,46		1,10	0,70	0,68
Na ₂ O	2,97	4,21	4,06	4,08	3,68	3,40	3,37	3,67	3,30	3,28	3,52
K ₂ O	5,43	4,24	4,29	4,46	4,38	5,04	4,88	4,67	4,56	4,66	4,34
	n=1(I)					n=5(3)	n=66(3)		n=26	n=63	n=70
F						580	567		1205	1372	1306
Sn	8					43	32		13	20	22
Li ₂ O	270					<300	<300		429	431	476
Rb	400								266	299	308
Be	4					14,2	10,56		5,9	6,5	5,1
P						560	524		542	517	496
B	<20					33,4	35,2		48,5	71	90
W									3	3,4	14,3
As									20	23	42
Pb	26					34	40		33	33	29,4
Cu	<3					43	34		13	14	12
Ga	27								26	27	27
Sr	53					30	164		116	91	74
Ba	310					340	532		463	355	269
V						6,4	24,3		13	9	6,7

Примечание. Здесь и в следующих таблицах n — число проб. Авторы анализов: (1) — Granchin (1970); (2) — Barbier (1967); (3) — Burnol (1974); (4) — Gauthier (1974).

Химический состав ксенолейкогранитов северо-западной части Центрального Французского

Компонент	Северо-западная часть Центрального							
	Сен-Сильвестр, район Мон-Дамбазак							Сен-Гуссо $\gamma_1\text{Na}$
	Западная зона γ_2		Промежуточная зона γ_1		Восточная зона $\gamma_1\text{Na}$ $n=11(2)$	Жоншер $\gamma_1\text{Naq}$		
	$n=34(2)$	$n=28(4)$	$n=51(2)$	$n=26(4)$		$n=5(2)$	$n=2(4)$	$n=85(2)$
SiO ₂		71,82		72,96			72,55	
TiO ₂		0,22		0,18			0,12	
Al ₂ O ₃		14,62		14,74			14,62	
FeO		1,87		1,61			1,57	
MgO		0,36		0,26			0,17	
MnO		0,03		0,03			0,04	
CaO		0,57		0,40			0,44	
Na ₂ O	2,88	2,88	3,20	3,06	3,22	3,34	3,31	3,68
K ₂ O	5,77	5,47	5,30	4,81	5,20	4,93	4,44	4,91
	$n=34(2)$		$n=51(2)$		$n=11(2)$	$n=5(2)$		$n=85(2)$
F	1700		2600		4180	5250		1530
Sn	21		35		48	67		37
Li ₂ O	500		620		960	2100		550
Rb								
Be	12,4		17,6					
P					23			17,5
B	28		37			1700		
W					40	49		(10)
As								
Pb	32		32		29			
Cu	43		33			40		29
Ga								
Sr	29		25			15		
Ba	302		290			120		
V	<10		<10		<10	<6		<10

Примечание. γ_2 — известково-щелочные лейкограниты; γ_1 — лейкограниты с щелочной микрогранитной структурой. Авторы анализов: (1) — Barbier (1967); (2) — Burnol (1974); (3) — Au

их генезисе, глубине формирования и геохимических и иногда минералогических особенностях. Они названы батолейкогранитами, монцолейкогранитами и ксенолейкогранитами.

Батолейкограниты (от греч. *батос* — глубина) представлены лейкогранитом Ля Брам, мелкозернистым лейкогранитом Шатопонса и анатектическим лейкогранитом Ля Гард. Их образование происходило на большой глубине в условиях анатексиса или на несколько менее глубинном уровне. Они могут рассматриваться как палингенные, субавтохтонные. Батолейкограниты не дифференцированы. Содержания элементов-примесей, образующих месторождения, связанные с кислыми магматическими породами, в них очень низки, рудные месторождения не известны.

Монцолейкограниты (генетически связанные с монцитонитовыми гранитами) слагают некоторые части (нередко краевые фации) массивов монцитонитовых гранитов, химическая эволюция которых направлена в сторону обогащения кремнеземом. К лейкогранитам этого типа относятся породы южной периферии массива Орей, западной периферии массива Вольри (зона Брикей) и фации 2 и 3 в массиве Шанон в Шен де ля Марш к западу от Монтебра. Считается, что монцитонитовые граниты образовались из магмы, являющейся глубинным дифференциатом, вероятнее всего, андезитового расплава. Содержания гранитофильных элементов-примесей в монцолейкогранитах такие же, как в материнских монцитонитовых гранитах. Несколько пониженные содержания Ba, Sr, Ti и Pb в них (табл. 1) объясняются явлениями мусковитизации биотита и изменениями полевых шпатов.

массива (для сравнения приведены аналогичные данные по Корнуэллу и Рудным Горам)

массива		Корнуэлл			Рудные Горы (6)			
Блонд, ксенолейкогранит $\gamma_1\text{Na}$		Коллет	Гранд-Рош	Клигга-Хэд	Порфири-видные	Среднезернистые	Мелкозернистые	Метасоматически измененные
n=32(2)	n=42(1)	n=2(3)	n=1(3)	n=2(5)	n=16	n=28	n=12	n=20
	73,61	73,13	75,10	72,73	74,8	73,4	74,5	73,4
	0,13	0,025	0,00	0,13	0,10	0,08	0,06	0,03
	14,75	15,00	15,60	14,85	13,5	13,8	14,1	14,4
	1,44	1,18	1,20	1,28	1,3	1,77	1,1	1,15
	0,11	1,07	1,40	0,33	0,15	0,15	0,13	0,17
	—	0,01	0,05	0,03	0,02	0,06	0,03	0,04
	0,38	0,65	0,60	0,42	0,45	0,6	0,4	0,6
3,31	4,16	3,22	1,40	3,21	3,5	3,5	3,5	3,9
5,08	4,69	4,02	3,20	5,03	4,6	4,2	4,6	3,9
n=32(2)	n=42(1)	n=82(3)	n=8(3)	n=2(5)	n=48	n=52	n=54	n=72
3556		3100	3850	3750	5600	6400	7000	11000
143		151	164	40	23	43	42	38
1916		1070	1080	1210	880	1350	1290	2190
				695	900	1300	1200	1700
20,6		15			10	11	11	7
1531		426	300	685	1028	1670	1670	2142
35			276	837	32	30	42	32
			163	<30				
			7	65				
17	16			35	20	20	18	14
	3			108	2	3	1	2
	35			40	26	33	32	37
	<31			175	(23)	(42)	(25)	(36)
	114			150	(90)	(95)	(75)	(90)
	7				2	2	2	1,5

тенденцией; $\gamma_1\text{Na}$ — натровые лейкограниты; $\gamma_1\text{Naq}$ — натровые граниты с глобулами кварца и берт (1969); (4) — Ranchin (1970); (5) — Hall (1971); (6) — Lange e. a. (1972).

В северо-западной части Центрального Французского массива отсутствуют месторождения, связанные с монцолойкогранитами. Возможно, это объясняется очень низким содержанием в них фтора, хотя концентрации олова и бериллия могут быть относительно высокими.

Ксенолейкограниты (от греч. *чуждый*) сформировались в каменноугольный период в условиях резкого перепада температур между магмами и вмещающими породами (массивы Блонд, Сен-Сильвестр, Шен де ля Марш, плато Дэжуранд, Гранд-Рош, Эшассьер). Их происхождение крайне дискуссионно. По нашему мнению (Burnol, 1974), основанному на близости содержания Be (для массива Эшассьер) и В (для массива Блонд) во вмещающих породах и самих ксенолейкогранитах, последние образовались при замещении и палингенезе вмещающих пород. Химическая эволюция этих ксенолейкогранитов или, по крайней мере, многих из них направлена в сторону обогащения натрием. Содержания в них гранитофильных элементов-примесей (F, Sn, Li, Be; табл. 2) высокие и еще более возрастают в богатых натрием породах.

Эволюция минерального и химического составов ксенолейкогранитов, которые не в полной мере соответствуют друг другу, может привести к образованию целых массивов или зон в массивах, сложенных породами с очень высокими содержаниями таких гранитофильных элементов, как W, Sn, Li, Nb, Ta и Be, и с соответствующей минерализацией. Последнюю удобно классифицировать в соответствии со связью отдельных элементов с определенными стадиями геохимической эволюции ксенолейкогранитов.

Наиболее важные месторождения отчетливо приурочены к массивам или зонам пород с наиболее высокими содержаниями упомянутых элементов-примесей (Блонд, Гранд-Рош, Эшассьер и зола Ля Жоншер).

СРАВНЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ, ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЭВОЛЮЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЛЕЙКОГРАНИТОВ

Различные фации батолейкогранитов образовались либо при изменении условий их кристаллизации, либо в результате «эффекта метаморфизма», связанного с наложенной на них гранитизацией.

Батолейкограниты Ля Брам имеют фацию «ортогнейсов с силлиманитом» для первой синкинематической фазы кристаллизации в глубинной зоне и фации равномерно-зернистых или порфиroidных пород, образовавшихся в посткинематическую стадию кристаллизации в ядре массива. Тонкозернистые батолейкограниты Шатопонса, которые рассматриваются как остатки массива батолейкогранитов Ля Брам, двуслюдяные и содержат беспертитовый ортоклаз и андалузит (если вмещающими породами являются батолейкогранит Ля Брам или окружающие его метаморфические породы). Если батолейкограниты располагаются в поздних ксенолейкогранитах Сен-Сильвестр, они оказываются двуслюдяными или мусковитовыми гранитами с ортоклаз-пертитом или с ортоклазом и альбитом. Их минералогические и геохимические черты зависят в этом случае (возможно, благодаря эффекту, сравнимому с контактовым метаморфизмом) от влияния окружающих поздних ксенолейкогранитов (Burnol, 1974). Анатектический батолейкогранит Ля Гард, слагающий западную периферическую часть массива Вэнку и постепенно переходящий в преобладающие в массиве анатектические ортогнейсы, является мелко- или среднезернистой двуслюдяной разновидностью с неоднородным строением, иногда равномерно-зернистой либо ориентированной текстурой и с очень переменным содержанием мусковита. Содержания элементов-примесей, образующих в связи с гранитами рудные месторождения, всегда низки и выдержаны (в $\gamma/\text{г}$: Sn — 2; F — 600; Li_2O — 185; Be — 7; W — 8), как это имеет место и для батолейкогранита Ля Брам (см. табл. 2).

Таким образом, батолейкограниты, которые являются нерудоносными лейкогранитами, характеризуются отсутствием петрографической и геохимической эволюции и выдержанным и низким значением концентраций гранитофильных рудных элементов-примесей.

Монцолейкограниты образовались в результате петрографической и геохимической эволюции массивов монцонитовых гранитов, в которых они слагают ограниченные участки. В массиве Орей (Ranchin, 1970; см. табл. 1) такая эволюция приводит к развитию мусковита, частично замещающего биотит, к смене основного олигоклаза кислым и ортоклаза микроклином. Этот процесс приводит к увеличению количества кварца и в итоге — к образованию породы типа мусковитового лейкогранита. При этом в породах возрастает содержание кремния и уменьшаются концентрации мафических элементов и кальция, а содержания калия и натрия не изменяются.

Для пород массива Орей содержания элементов-примесей не определены. По монцонитовым гранитам массивов Вольри (Barbier, 1967; Burnol, 1974) и Шанон (Gauthier, 1974) имеется много определений главных и примесных элементов (см. табл. 1). Изменение содержания главных элементов в породах этих массивов такое же, как в массиве Орей. Минералогические изменения в них в главных чертах также вполне сопоставимы. Содержания гранитофильных элементов-примесей в монцолейкогранитах и материнских монцонитовых гранитах оказываются достаточно близкими, хотя и имеется слабое их возрастание в монцолейкогранитах.

Т а б л и ц а 3

Содержания F, Sn, Li₂O, Be в ксенолейкогранитах некоторых массивов, γ/г

Элемент	Коллет	Гранд-Рош	Блонд	Жоншер
	n=82	n=8	n=32	n=5
F	3100	3850	3556	5250
Sn	151	164	143	67
Li ₂ O	1070	1060	1916	2100
Be	15	Не обн.	20,6	23

Наоборот, содержания Ba, Sr и V в монцолойкогранитах заметно понижены. Интересно отметить, что количество характерных элементов-примесей может сильно варьировать в различных массивах монцонитовых гранитов. Относительно низкие содержания этих элементов, особенно F, в монцонитовых гранитах северо-западной части массива, возможно, объясняют безрудность монцолойкогранитов этого района, в то время как в других районах мира вероятна пространственная связь с монцонитовыми породами месторождений олова и вольфрама.

Эволюция ксенолейкогранитов направлена в сторону обогащения натрием. Этот характер эволюции удобно проследить на примере обнажений зонального массива лейкогранитов Сен-Сильвестр. Здесь с запада на восток выделены три зоны, соответствующие трем стадиям непрерывного процесса становления массива (Barbier, Ranchin, 1969): а) зона пород со слабепертитовым ортоклазом, олигоклазом и двумя слюдами, образующая полосу около 3 км шириной; б) зона пород с пертитовым микроклином, олигоклазом или альбитом и двумя слюдами, достигающая ширины 5 км; в) породах этой зоны решетчатый микроклин замещает ортоклаз предыдущей зоны, а сдвойникованный альбит развивается по микроклину; в) зона пород, содержащих ортоклаз с большим количеством пертитов, альбит, две слюды или мусковит, ими сложена восточная часть массива Мон-Дамбазак и Сен-Гуссо. Породы последней зоны характеризуются распадом решетчатого микроклина, автоморфный калиевый полевой шпат здесь близок к ортоклазу и содержит крупные пойкилитовые включения альбита, преобладающим плагиоклазом является альбит.

В пределах последней зоны в Монтебра и части массива Сен-Сильвестр обнаружена особая фация наиболее альбитизированных пород (к северу от пос. Жоншер), названная ксенолейкогранитом Жоншер. Это очень светлая порода с единственной или преобладающей светлой слюдой, порфириовидная, с основной массой, близкой к микрогранитной. Она содержит крупные монокристалльные глобулы кварца, автоморфные фенокристы ортоклаза и альбита и мелкозернистую основную массу, сложенную кварцем, ортоклазом, альбитом и белой слюдой. Породы с такой микрогранитной структурой основной массы и глобулами кварца известны также в ксенолейкогранитах Блонд, Эшассьер и Гран-Рош.

Четыре упомянутые разновидности ксенолейкогранитов характеризуются очень высокими содержаниями гранитофильных элементов-примесей (табл. 3), и мы называем их специализированными ксенолейкогранитами. Особые петрографические разновидности пород «фазы поздней альбитизации», представленные минерализованными альбитовыми магматическими породами различной структуры (пегматитовой, микрогранитной, гранитной), и связанная с ними минерализация относятся только к этим специализированным ксенолейкогранитам.

В заключение подчеркнем, что процесс становления массивов ксенолейкогранитов в северо-западной части Центрального массива с петрографической точки зрения имеет три главные фазы.

1. Фаза калишпатизации (развитие калиевого полевого шпата и иногда некоторого количества мусковита без существенного изменения содержания главных элементов в породе). Породы западной зоны массива Сен-Сильвестр относятся к этой фазе.

2. Фаза альбитизации (преимущественное распространение кальций-натриевого полевого шпата с тенденцией к обогащению альбитом и кремнием и проявлением в той или иной степени вертикальной зональности). В массиве Сен-Сильвестр можно различить две субфазы, первая из которых представлена породами промежуточной зоны, а вторая — породами восточной зоны. Фаза альбитизации сопровождается развитием мусковита и значительным увеличением содержаний гранитофильных элементов. Некоторые массивы или части массивов, в породах которых содержания F, Li и Na оказываются очень высокими, сложены специализированными ксенолейкогранитами с часто проявленной микрогранитной текстурой и глобулами кварца. Специализированные ксенолейкограниты дают начало альбитовым магмам фазы поздней альбитизации. В течение фазы альбитизации в большей или меньшей степени может быть проявлен процесс силификации (грейзенизации).

3. Фаза поздней альбитизации, являющаяся, несомненно, магматической фазой, относится только к образованию специализированных ксенолейкогранитов. Она всегда способствует интенсивной концентрации редких элементов (Sn, Be, Li, Nb — Ta), иногда одного или двух из них в соответствии с геохимической специализацией исходных ксенолейкогранитов.

В северо-западной части Центрального Французского массива можно классифицировать месторождения в соответствии с их связью с какой-либо из трех главных фаз становления массивов ксенолейкогранитов.

Важность знания содержаний и изменения содержаний элементов-примесей в гранитах совершенно очевидна. Химический состав (главных элементов, см. табл. 1 и 2) различных типов лейкогранитов может быть очень близок, хотя часть из них безрудна, а другая — рудоносна. Например, безрудные батолейкограниты Ля-Брам имеют точно такой же химический состав, как и западная зона ксенолейкогранита Сен-Сильвестр. То же самое можно сказать о монцолейкограните Орей и ксенолейкограните Блонд, о безрудном монцолейкограните Шанон (Шанон 3) и ксенолейкограните Жоншер.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С КИСЛЫМ МАГМАТИЗМОМ,

Классификация касается только минерализации, имеющей тесную пространственную и временную связь с кислым магматизмом. Виды минерализации, которые имеют тесную пространственную связь с кислым магматизмом, но образовались позднее становления лейкогранитов, здесь не рассматриваются.

Минерализация, связанная с фазой калишпатизации. Повышенные концентрации Be (выше чем 20 γ /г) отмечены в верхних зонах массивов лейкогранитов. Образование таких зон оказалось синхронным с формированием больших геологических ореолов, развитых в окружении массивов лейкогранитов (Burnol, 1974).

Что касается кварцево-вольфрамовых месторождений в периферии батолитов, то в некоторых случаях концентрирование вольфрама в форме шеелита или вольфрамитов (часто ферберитового состава) связано с «поглощением» вольфрама во время его диффузии в ореолы вокруг гранитных массивов. Наличие шеелита в аллювии очень далеко от гранитных массивов Франции и других районов мира доказывает проявление такой диффузии в ореолах. Практически интересными такие концентрации бывают

редко, но если они появляются, то представлены крупнейшими вольфрамовыми месторождениями.

К этому типу минерализации в северо-западной части Центрального массива отнесены ферберитовые штокверки Ле Монмин в Эшассьер и в месторождении Пи ле Винь. Штокверк Ле Монмин представлен мелкими кварцевыми, кварц-полевошпатовыми или кварц-слюдистыми прожилками мощностью в несколько сантиметров во вмещающих слюдистых сланцах. Вольфрамит богат железом (близок к фербериту). Ж. Обер (Aubert, 1969) доказал, что все эти прожилки более ранние, чем образования ксенолейкогранитов Коллет, представляющих фазу альбитизации, и должны быть, таким образом, отнесены к более ранней фазе (калишпатизации) в процессе становления ксенолейкогранитов массива Эшассьер.

Вольфрамитовое месторождение Пи ле Винь представлено двумя совмещенными трубчатыми телами минерализованных брекчий в гнейсах. Эти тела пересекаются рудными кварцевыми жилами, особенно богатыми в местах непосредственного пересечения жил с брекчиями.

Околожилные гнейсы и гнейсы в брекчиях интенсивно турмалинизированы. Турмалин часто замещается кварцем и иногда образует включения в вольфрамите. Жильным минералом является преимущественно кварц с редкими адуляром и сидеритом, выполняющим жеоды. Апатит образует субгексагональные кристаллы в кварце. Кроме вольфрамита руды содержат широко распространенные арсенопирит и шеелит, в меньшей степени — пирит, ренит, самородный висмут, висмутин, халькопирит и редкий сфалерит. В районе месторождения не известны выходы ксенолейкогранитов.

Минерализация, связанная с фазой альбитизации. Похоже, что разнообразные типы последовательно образовавшихся месторождений (пегматиты, кварцевые жилы, грейзены, скарны и т. п.) могут быть связаны с фазой альбитизации. Их наличие, природа и размеры существенно зависят от характеристики и геохимической специализации различных массивов лейкогранитов, от глубины их становления, интенсивности трещиноватости и литологии окружающих пород.

В северо-западной части Центрального массива выделены три типа оруденения, связанные с рассматриваемой фазой альбитизации.

1. Вольфрам-станнитовые кварцевые жилы с сульфидами и преобладающим вольфрамом, располагающиеся в зоне экзоконтакта, в непосредственном контакте и реже в эндоконтактной зоне массива лейкогранита. Иногда отмечается околожилная грейзенизация. Вместе с вольфрамитом присутствуют пирит, иногда арсенопирит, местами в небольших количествах молибденит, сфалерит, халькопирит и галенит.

Такое оруденение характерно для месторождений и рудопроявлений Жуш, Сье и Арнак Сэнтюрат вокруг ксенолейкогранита Blond, для месторождений и рудопроявлений Ля Берtrand, Ле Кот и Монбушер вокруг ксенолейкогранитного массива Сен-Гуссо и жилы Мазе вокруг ксенолейкогранитов Коллет. В северо-западной части Центрального массива такие месторождения никогда не образуют больших запасов металлов.

2. Интрабатолитовые калиевые и натрий-калиевые пегматиты с бериллом, известные преимущественно в районе Мон-Дамбазак массива ксенолейкогранитов Сен-Сильвестр. Геохимически они близки к вмещающим ксенолейкогранитам (Burnol, 1974), образуя в последних небольшие и нечеткие линзы и жилы. При увеличении содержания Li и Na во вмещающем лейкограните в натрий-калиевых пегматитах возникают условия для появления конечных натровых пегматитов, предшествующих Na — Li пегматитам, связанным с фазой поздней альбитизации.

3. Интрабатолитовые кварцевые жилы с преобладанием вольфрама или олова тяготеют к краевой части массивов ксенолейкогранитов вблизи зон интрузии. В рассматриваемом районе они никогда не образуют практически интересных скоплений, но при эрозионном разрушении таких

жил возникают аллювиальные месторождения (в районе Блонд). Такие сложные жилы часто обрабатывались в старые времена (Галло-Роман или ранее), но все современные попытки начать их эксплуатацию были безуспешными из-за непостоянства элементов залегания и глубины рудных тел. Жильное выполнение кварцевое или кварц-полевошпатовое. Преобладание оловорудных жил проявлено в связи с зонами ксенолейкогранитов с высоким содержанием рассеянного олова (Burnol, 1974). Рассматриваемый тип минерализации развит в «глубоком карьере» около Вольри (ксенолейкогранит Блонд) и на периферии массива ксенолейкогранитов Сеп-Сильвестр.

Минерализация, ассоциирующая с фазой поздней альбитизации.

Фаза поздней альбитизации может быть проявлена в ксенолейкогранитах либо в диффузной форме, образуя небольшие разобщенные линзы пород, либо более интенсивно и концентрированно с формированием четко выраженных магматических тел специализированных ксенолейкогранитов. Существованию таких альбитовых магм может способствовать глубокая эволюция в сторону обогащения натрием какой-либо части массива ксенолейкогранита и увеличение в породах содержания Li и F с преобладающей ролью последнего. Такие альбитовые магмы очень подвижны. В соответствии с конкретными условиями (тектоника, глубина формирования) кристаллизация магмы может привести к образованию пород с различным строением (микрогранитным, пегматитовым или гранитным).

Оруденение, связанное с фазой поздней альбитизации, разделено на два типа: собственно альбитовые магмы и экстрабатолитовые кварцевые жилы.

1. Альбитовые магмы дали начало образованию жил альбитовых микрогранитов Ричмонт около массива ксенолейкогранитов Блонд, жил натрий-литиевых пегматитов Ля Шез-Шедевиль около ксенолейкогранита Жоншер и куполов альбитовых гранитов, связанных с массивами ксенолейкогранитов Эшассьер (Бовуар), Гранд-Рош (Монтебра) и Блонд (Ле Туретт).

Во всех альбитовых магматических породах концентрации редких элементов высоки и иногда, как например для купола Бовуар в Эшассьер, представляют практический интерес (Sn , Li , Be , Nb , Ta). Рудная минерализация альбитовых куполов может быть представлена в различной форме (рассеяна в породе, грейзены, кварцглок и т. п.).

2. Экстрабатолитовые кварцевые жилы с оловом и вольфрамом (преобладает олово), обильными сульфидами (иногда преобладающими) и телескопированными парагенезисами. Такие рудные кварцевые жилы известны только в районах развития альбитовых куполов (Эшассьер и Блонд) и, как представляется, должны быть отнесены к фазе поздней альбитизации. Телескопированный характер их парагенезисов доказывает, что они образовались на очень небольшой глубине. В районе Эшассьер жилы слагают месторождение Шайат со следующей ассоциацией минералов: кварц — топаз, лелленгит — арсенопирит, касситерит, редкий вольфрамит, флюорит, пирит, гексастаннин, станнин, пирротин, марказит и редкий галенит. В районе Блонд к рассматриваемому типу минерализации отнесены жилы Лягард, Ляж и Мулен Барре. Например, жилы Ляж часто представлены следующей ассоциацией минералов: кварц, барит, флюорит, арсенопирит, пирит, касситерит, станнин, канфилдит, пирротин, марказит, галенит с включениями буланжерита и арамоюита (Ag (Sb , Bi) S_2).

ЛИТЕРАТУРА

Aubert G. Les coupoles granitiques de Montebbras et d'Echassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations et étain, tungstène, lithium et béryllium. *Mém. B. R. G. M.*, 1969, № 46. 346 p.

Autran A., Guillot P. Evolution structurale et métamorphique du Limousin au Paléozoïque, in Colloque sur la chaîne varisque d'Europe occidentale. C. N. R. S. Reims, 1974 (to be printed).

Barbier J. Etude pétrographique et géochimique du granite à deux micas des monts de Blond (Limousin—France).— «Sci. de la Terre», Nancy, 1967, XIII, 3, p. 183—206.

Barbier J., Ranchin G. Zonalité pétrographique et géochimique dans le massif granitique de Saint Sylvestre (Limousin, Massif Central Français).— «Rapp. Com. Energ. Atom.», 1969, R 3684, p. 57—113.

Burno! L. Géochimie du béryllium et types de concentrations dans les leucogranites du Massif Central Français. Relation entre les caractéristiques géochimiques des granitoides et les gisements eudogènes de type départ acide (Be, Sn, Li) ou de remaniement tardif (U, F, Pb et Zn). Mém. B. R. G. M., 1974, № 85. 170 p.

Chenevoy M., Ravier J. Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central in Symposium. J. JUNG: Géologie, Géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français. Plein Air Service ed. Clermont-Ferrand, 1974.

Didier J., Lameyre J. Les granites du Massif Central Français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites.— «Contrib. Miner. Petrol.», 1969, v. 24, p. 219—238.

Gauthier G. Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale (Massif Central Français).— «Sci. de la Terre», Nancy, 1974.

Lameyre J. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central.— «Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand. Géol. Minéral.», 1966, № 12, 29.

Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klemm I., Ossenkopf W. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges.— «Geologie», 1972, Jg 21, H. 4/5.

В. С. АНТИПИН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ — ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

На возможность использования особенностей распределения редких элементов в изверженных горных породах для решения ряда важных проблем петрогенезиса указывал в своих работах Л. В. Таусон (1961, 1973). В качестве геохимических индикаторов генезиса и рудоносности магматических образований можно использовать полевые шпаты, которые входят в состав самых разнообразных по химизму и происхождению горных пород. В природных условиях полевые шпаты стабильны в широком интервале значений физико-химических параметров, в зависимости от которых меняются состав и физические свойства изоморфных серий этой группы минералов.

В статье использованы данные по характеристике полевых шпатов магматических и ультраметаморфических пород Монгольской Народной Республики и различных районов Сибири (Центральное и Восточное Забайкалье, Алдан, Становой хребет), в основном опубликованные ранее (Антипин и др., 1969, 1972, 1975). На основании анализа обширного материала можно проследить эволюцию полевых шпатов в магматических породах, начиная от мантийных продуктов щелочно-базальтового магматизма и кончая приповерхностными образованиями ультракислого состава — типичными продуктами сиалической коры.

Все породы, для которых проводится сопоставление свойств полевых шпатов, в зависимости от их генетических особенностей можно разделить на четыре группы.

Вулкано-плутонические породы — продукты щелочной оливин-базальтовой магмы. Полевые шпаты из этих пород рассмотрены на примере кайнозойских щелочных базальтоидов (лейцитовые базанит-тефритовые

серии, лейцитовые базальты и пошониты) Центральной и Северо-Западной Монголии и верхнемезозойского акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса Восточного Забайкалья. Эффузивы Забайкалья являются петрохимическими аналогами третичных вулканитов латитовой серии гор Сьерра-Невада в Северной Америке, а интрузивные образования комплекса представлены малыми интрузиями, сложенными оливиновыми монцонитами, монцогаббро, кварцевыми монцонитами, сиенит-порфирами и даже гранитами.

Эффузивы основного и среднего состава указанных районов имеют отчетливо выраженную калиевую специализацию. Базальтоиды Монголии (Тарятская впадина, Долина озер) содержат одиночные мегакристы (размером до 8 см) K—Na полевых шпатов, нередко сопровождаемых вкрапленниками высокоалюминиевых клинопироксенов, титан-биотитов и магнезиальных керсутитов. Мегакристы перечисленных минералов являются образованиями, родственными вмещающим базальтам, и рассматриваются в качестве «фаз высокого давления», вынесенных расплавом со значительных глубин. Состав ассоциирующих железо-магнезиальных минералов, а также наличие в породах ксенолитов шпинелевых лерцоцитов свидетельствуют о мантийной природе всех указанных базальтоидов (Кебезинкас, Антипин, 1975).

Низкая величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также петрохимические и геохимические черты продуктов дифференциации вулcano-плутонической серии пород Восточного Забайкалья позволяют считать исходной для них магму щелочного оливинового базальта мантийного генезиса (Захаров, 1972; Таусон, Захаров, 1973).

Магматические гранитоиды известково-щелочных серий, производные глубинной гранитоидной магмы, широко распространены в пределах Монголо-Охотского пояса. Они образуют ранне- и позднемезозойские ареалы магматизма. Центральные части этих ареалов представлены мезоабиссальными батолитообразными плутонами, которые залегают, как правило, среди древних высокометаморфизованных кристаллических пород. Примеры таких плутонов — Бага-Хэнтэйский батолит (Mz_1) Хэнтэйско-Даурского свода (МНР) и массивы Удской серии Становика (Mz_2). В эту же группу включены позднемезозойские массивы амуджикано-сретенского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья.

Все интрузивные плутоны рассматриваемой группы имеют достаточно выдержанный гранодиорит-гранитный состав и характерный порфировидный облик пород, обусловленный наличием интрателлурических вкрапленников калиевого полевого шпата (Антипин и др., 1969, 1975). Такие породы характеризуются довольно высокими содержаниями магния и титана в темноцветных минералах. Главным фазам этих массивов обычно свойственны низкие по сравнению с кларками либо близкие к кларкам содержания редких щелочных элементов и повышенные концентрации бария, стронция и элементов группы железа.

По геохимической классификации Л. В. Таусона (1974) породы данной группы наиболее близки к типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда. Предполагается, что зарождение исходной магмы для этих пород происходило в нижних частях земной коры под влиянием ювенильных трансмагматических растворов (Мезозойская и кайнозойская тектоника. . ., 1975). По набору пород, петрохимическим и геохимическим признакам батолитообразные массивы центральных частей мезозойских ареалов Монголо-Охотского пояса близки к некоторым плутонам Северной Америки (Калифорнийский батолит и др.). Для последних на основании исследований изотопных соотношений элементов доказывается нижнекоровой или даже мантийный генезис родоначальной магмы (Kistler, Peterman, 1973).

Палингенные (автохтонные) гранитоиды областей ультраметаморфизма. Полевые шпаты из палингенных гранитоидов, формирующихся в об-

ластях ультраметаморфизма и гранитизации в пределах континентальной коры, рассмотрены на примере Алдана и Хэнтэйско-Даурского свода Забайкалья. В районе Алданской флогопитоносной провинции исходные кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма в протерозойское время в областях интенсивного проявления ультраметаморфизма преобразованы в теньевые мигматиты с последующим выплавлением гранитной магмы, кристаллизовавшейся практически *in situ* в виде согласных или секущих тел аляскитов и ортотектитов (Петрова и др., 1971). Выплавлению гранитного расплава предшествовал процесс метасоматической гранитизации, протекавший на регрессивной стадии метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

Юрские палингено-метасоматические гранитоиды Хэнтэйско-Даурского свода (Чикой-Мензинское междуречье) представлены обширными полями порфиробластических пород (мигматитов) и лейкократовых гранитов, которые формировались в условиях прогрессивного увеличения степени метаморфизма и гранитизации гранитоидно-осадочного субстрата. Глубина зон юрского гранитообразования с преобладанием процессов замещения субстрата и ограниченным развитием интрузивных фаций гранитоидов оценивается здесь в 10—15 км (Яновский, 1973).

Палингенные (дифференцированные) гранитоиды гипабиссальных и приповерхностных интрузий. Массивы малоглубинных фаций гранитоидов образуют периферические зоны ранне- и позднемезозойских ареалов магматизма Монголо-Охотского пояса. Среди пород этой группы целесообразно различать гранитоиды слабодифференцированные и гранитоиды остаточные или кристаллизующиеся из глубокодифференцированных остаточных магм. Типичным примером первых являются раннемезозойские интрузии известково-щелочного состава Монголии (стандартный геохимический тип), а вторых — интрузии редкометальных литий-фтористых гранитов в МНР (Коваленко и др., 1971), которые, по классификации Л. В. Таусона (1974), соответствуют типу плюмазитовых редкометальных гранитов. Рассматриваемые гранитоиды формировались из палингенной магмы, которая интродировала от областей ее зарождения в пределах сиалического слоя в вышележащие структурные горизонты земной коры. Именно с этими интрузиями ассоциирует подавляющее большинство месторождений редких металлов на территории МНР. Основные характеристики полевых шпатов из исследованных групп пород приведены в табл. 1.

Щелочные полевые шпаты в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии представлены гомогенными мегакристаллами моноклинной сингонии ($\Delta r = 0,0$; $2V = 23-45^\circ$). Они относятся к санидинам с большими колебаниями натриевой и калиевой составляющих, в ассоциации с которыми отмечаются сравнительно редкие кристаллы основного плагиоклаза (лабрадор). Санидины базальтоидов имеют весьма низкий уровень содержания рубидия, бериллия, свинца, таллия и бария и резко повышенные концентрации стронция по сравнению со средними содержаниями этих элементов в полевых шпатах гранитоидов (Ляхович, 1972). Соответственно санидинам базальтоидов свойственны высокие значения отношений K/Rb и низкие — Ba/Sr . В калиевых санидинах по сравнению с их натриевыми разновидностями фиксируются наибольшие содержания рубидия, бария и таллия. Однако в среднем эти концентрации значительно ниже, чем в щелочных полевых шпатах гранитоидов.

Породы монцситового ряда, являющиеся дифференциатами щелочно-базальтовой магмы, содержат щелочной полевой шпат с довольно высоким содержанием альбитового минерала и плагиоклаз, меняющий свой состав от лабрадора до олигоклаза. $K-Na$ полевые шпаты монцситоидов по сравнению с санидинами базальтоидов имеют повышенные содержания рубидия, бериллия, бария и свинца. Однако уровень концентраций этих элементов остается довольно низким в отличие от средних их содержаний в полевых шпатах палингенных гранитоидов (Ляхович, 1972). Для пород

Таблица 1

Характеристика полевых шпатов из магматических пород различного происхождения

Порода, массив (район, возраст)	Число проб	Состав ШЦШ, мол. %	Содержание элементов в ШЦШ, $\mu\text{г}$										$\Delta\rho$ ШЦШ	Содержание Ан в составе Пл, вес. %
			Rb	Li	Fe	Ba	Sr	Pb	Tl	K/Rb	Ba/Sr			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	

Вулкано-плутонические породы, производные щелочно-базальтовой магмы

Щелочные базальтоиды с мегакристами санидина (Монголия, Kz)	8	Орт ₃₀ Аб ₆₃ Ан ₇	25	8	0,3	200	2440	3,5	0,2	1680	0,08	0,0	54
	4	Орт ₇₁ Аб ₂₆ Ан ₃	82	9	0,3	2500	2950	1,1	2,0	1085	0,85	0,0	—
Монцониты, сиенит-порфиры и эффузивы акагуевского комплекса (Забайкалье, J)	6—30	Орт ₅₉ Аб ₃₇ Ан ₄	215	10	1,7	3100	1800	35	—	386	1,7	—	24—52

Магматические глубинные гранитоиды известково-щелочных серий

Гранитоиды Токско-Нуямского и Северо-Тындинского массивов (Становик, J ₃ —K ₁)	5	Орт ₇₂ Аб ₂₈	182	5	—	10000	865	—	—	563	11,6	0,0	26—30
Гранитоиды Карачачинского массива (Забайкалье, J ₂₋₃)	12	Орт ₇₅ Аб ₂₅	282	14	—	8500	610	36	0,9	376	14,0	0,0—0,2	26—38
Граниты Сретенского массива (Забайкалье, J ₂₋₃)	70	Орт ₇₄ Аб ₂₆	260	11	—	6600	800	41	1,0	385	8,2	0,0—0,1	20—32
Гранодиориты и граниты Бага-Хэнтэйского батолита (Монголия, T ₃ —J ₁)	4	Орт ₈₂ Аб ₁₈	188	3	—	7800	370	50	2,5	611	21,1	0,2—0,8	25—32

Палингенные (автохтонные) гранитоиды областей ультраметаморфизма

Мигматиты и ортотектиты в сланцах гранулитовой фации (Алдан, Pt ₁)	9	Орт ₆₀ Аб ₃₅ Ан ₅	272	13	—	4400	550	11,5	—	300	8,5	0,0—0,2	22—30
	6	Орт ₆₄ Аб ₃₂ Ан ₄	316	8	—	4000	540	7,6	—	304	7,3	0,0	20—27
Порфиробластические гранитоиды в сланцах амфиболитовой фации (Забайкалье, J)	16	Орт ₇₈ Аб ₂₁ Ан ₁	360	9	0,8	5410	330	64	2,0	294	16,4	0,0—0,2	12—26
	6	Орт ₈₀ Аб ₁₉ Ан ₁	410	9	2,5	3880	300	93	2,5	270	12,9	0,0—0,4	13—22

Палингенные граниты гипабиссальных и приповерхностных интрузий

а) граниты слабодифференцированные

Граниты Их-Хайрханского массива	4	Орт ₈₄ Аб ₁₆	628	16	—	2400	220	—	—	180	10,9	0,2—0,75	12—16
Граниты Горихинского массива	10	Орт ₆₉ Аб ₃₁	330	15	2,4	1900	230	42	6,0	291	8,3	0,0—0,2	18—25
Граниты Тумэн-Цогтинского массива	3	Орт ₇₄ Аб ₂₆	640	10	2,2	2000	230	50	5,9	160	8,7	0,4—0,9	10—15

б) граниты глубокодифференцированные или остаточные

Аляскиты Жапчивланского массива	6	Орт ₇₃ Аб ₂₇	1150	26	4,2	246	46	86	9,0	87	5,3	0,4—0,8	5—15
Аляскиты Бага-Газрынского массива	4	Орт ₇₇ Аб ₂₃	870	14	6,2	230	60	56	7,2	123	3,8	0,2—0,9	8—18
Амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые граниты Жапчивланского массива	8	Орт ₈₂ Аб ₁₈	2425	14	4,4	32	18	156	11,3	47	1,7	0,4—0,9	3—6
	4	Орт ₈₇ Аб ₁₃	4855	91	3,7	24	27	40	23,4	24	0,9	0,4—0,8	4—6
Онгоиты (Монголия, Т ₃ —J ₁)	22	Орт ₈₂ Аб ₁₈	4705	124	4,9	46	23	60	40,0	23	2,0	0,5—0,8	3—6

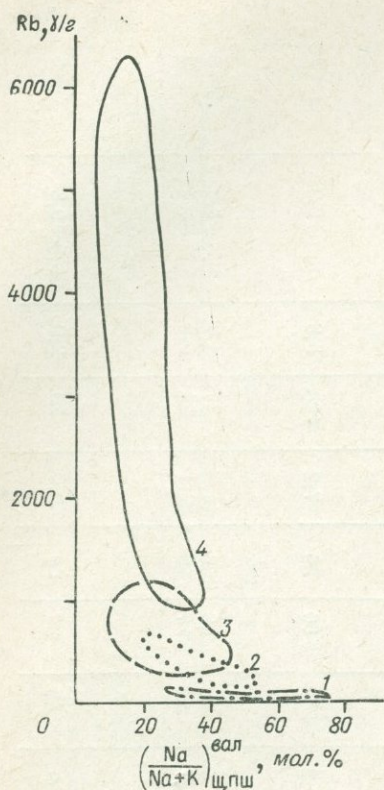


Рис. 1. Соотношение валового состава щелочных полевых шпатов и содержаний в них рубидия в магматических породах различного происхождения.

1 — щелочные базальтоиды; 2 — палингенные гранитоиды областей ультраметаморфизма; 3 — палингенные гранитоиды, перемещенные от мест зарождения магматического расплава; 4 — палингенные гранитоиды остаточной магмы.

ответственно меньшие значения величины K/Rb и значительно более низкие содержания бария и стронция. Полевые шпаты из исследованных разновозрастных ультраметаморфических гранитоидов различаются только уровнем содержаний свинца.

Граниты гипабиссальных и приповерхностных интрузий, очевидно являющиеся перемещенными фациями палингенных гранитоидов и формирующиеся из дифференцированных расплавов, характеризуются большими колебаниями состава и структурной упорядоченности щелочных полевых шпатов. Они представлены разновидностями от низкого ортоклаза до промежуточного или максимального микроклина, которые ассоциируют с кислыми плагиоклазами (олигоклаз-альбит).

В $K-Na$ полевых шпатах палингенных интрузивных гранитоидов по сравнению с магматическими породами рассмотренных выше групп наблюдается заметный рост содержаний рубидия, бериллия и таллия и значительное уменьшение концентраций бария и стронция. При этом наиболее существенное изменение содержаний указанных элементов характерно для полевых шпатов гранитов, кристаллизующихся из глубокодифференцированных остаточных магм. Им свойственны наиболее низкие значения величины K/Rb отношения.

монцититового ряда характерны высокая концентрация в полевых шпатах стронция и соответственно низкое значение величины Ba/Sr , что, очевидно, свойственно продуктам базальтоидных магм.

Магматические глубинные гранитоиды известково-щелочных серий содержат, как правило, вкрапленники высокого или промежуточного ортоклаза ($\Delta p = 0,0-0,2$; $2V = 53-76^\circ$), в парагенезисе с которым находится олигоклаз или андезит. Полевые шпаты рассматриваемых серий пород, несмотря на их значительную пространственную разобщенность, имеют довольно выдержанный состав и геохимическую характеристику. В отличие от производных базальтоидных магм в полевых шпатах этих гранитоидов несколько повышены содержания рубидия и значительно более высокие концентрации бария и низкие — стронция. Величина параметра Ba/Sr для щелочных полевых шпатов этих пород резко повышена,

Протерозойские (Алдан) и мезозойские (Забайкалье) палингенные гранитоиды областей ультраметаморфизма характеризуются довольно близкими свойствами полевых шпатов. $K-Na$ полевой шпат в породах этой группы определяется низкой упорядоченностью, и в парагенезисе с ним присутствует относительно кислый плагиоклаз (олигоклаз). По сравнению с гранитоидами глубинных известково-щелочных серий щелочные полевые шпаты палингенных гранитоидов областей ультраметаморфизма имеют повышенные содержания рубидия и соот-

Таким образом, щелочные полевые шпаты из различных по происхождению групп магматических пород, не обладая заметными отличиями валового состава, отчетливо различаются по структурному состоянию и распределению в них редких элементов (рис. 1).

ЗАВИСИМОСТЬ СВОЙСТВ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ОТ СОСТАВА ИСХОДНЫХ МАГМ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Достаточно выдержанная геохимическая специфика щелочных полевых шпатов в пределах каждой генетически единой серии пород независимо от колебаний состава последних, по-видимому, отражает связь коэффициентов распределения редких элементов с составом и физико-химическими параметрами эволюции исходных магматических расплавов.

Вкрапленникам санидина континентальных оливиновых базальтов свойственны максимальные значения K/Rb и минимальные — Ba/Sr , обычно не фиксируемые в полевых шпатах гранитоидов. Это подчеркивает генетическое родство мегакристаллов санидина и содержащих их щелочных базальтоидов, так как именно базальты и щелочные породы имеют наиболее высокие средние содержания стронция и довольно низкие концентрации рубидия.

Типоморфным признаком исходного щелочно-базальтового состава магмы является высокий уровень содержания стронция в $K-Na$ полевых шпатах гранитоидных дифференциатов акатуевского комплекса Забайкалья.

Вкрапленники ортоклаза наиболее глубинных гранитоидных серий известково-щелочного состава содержат до 1% и выше бария и характеризуются максимальной среди всех исследованных пород величиной Ba/Sr . Учитывая, что в породах нижнекорового субстрата трудно ожидать высоких концентраций бария, можно предположить привнос элемента трансмагматическими растворами в зоны гранитообразования.

Таким образом, вкрапленники неупорядоченного моноклинного щелочного полевого шпата в магматических породах — продуктах глубинных щелочно-базальтовых и гранитоидных расплавов, имеют резкие гео-

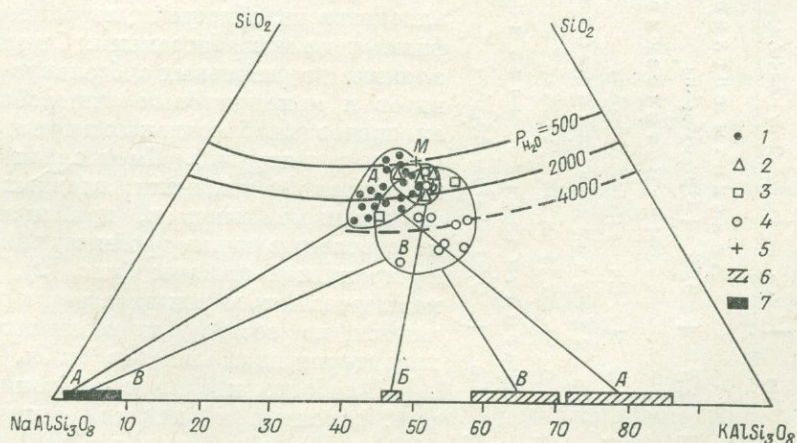


Рис. 2. Корреляция нормативного состава аляскинтов различного генезиса и состава ассоциирующих в них полевых шпатов.

1 — редкометалльные литий-фтористые аляскинты гипабиссальных интрузий (А);
2 — моношпатовые аляскинты приповерхностных интрузий (В); 3 — аляскинты мезоабиссальных батолитов; 4 — аляскинты областей ультраметаморфизма (В);
5 — точка тройной эвтектики; 6 — состав щелочных полевых шпатов; 7 — состав плагиоклазов.

Характеристика полевых шпатов из аляскитов различного генезиса

Группы пород	Состав ШПШ, %				Содержание элементов в ШПШ, $\mu\text{г}$										$\Delta\rho$ ШПШ	Содержание Ан в составе Пл, вес. %
	К	Na	Ca	Орт+Аб+Ан	Rb	Ba	Sr	Pb	K/Rb	Ba/Sr						
5	8,5	2,7	0,56	Орт ₆₅ Аб ₃₁ Ан ₄	244	4400	420	6,0	363	40,5	Аляскиты согласных тел областей ультраметаморфизма				0,2—0,4	21—24
											Магматические аляскиты мезоабиссальных батолитов					
2	12,0	1,4	Сл.	Орт ₈₄ Аб ₁₆ Ан ₀	340	3200	125	—	324	25,6	Магматические аляскиты гипабиссальных и приповерхностных интрузий				0,7—0,9	22—24
											Магматические аляскиты гипабиссальных и приповерхностных интрузий					
18	10,8	1,9	0,20	Орт ₇₃ А5 ₂₁ Ач ₁	1524	135	34	71	63	4,0	Магматические моноплатовые аляскиты приповерхностных интрузий				0,2—1,0	5—18
											Магматические моноплатовые аляскиты приповерхностных интрузий					
4	6,4	4,6	0,20	Орт ₄₆ Аб ₅₃ Ан ₁	320	68	18	22	200	3,8	Магматические моноплатовые аляскиты приповерхностных интрузий				0,6—1,0	Пл. отсутствует

химические различия, которые сохраняются даже при некотором сходстве общего состава пород.

Отличительные геохимические признаки К—Na полевых шпатов палингеновых гранитоидов, вероятно всего, обусловлены эволюцией ювенильных растворов, воздействующих на сиалический субстрат земной коры, а не составом самого субстрата. Это подтверждается тем, что полевые шпаты палингено-метасоматических гранитоидов, формирующихся по основному субстрату гранулитовой фации метаморфизма Алдана и по гранитно-осадочному субстрату Забайкалья, обладают сходными геохимическими характеристиками. При дальнейшей и достаточно глубокой дифференциации палингеновых гранитных магм с участием летучих компонентов образуются более упорядоченные модификации калиевых полевых шпатов, которые характеризуются наиболее низкими содержаниями бария и стронция и значениями К/Rb. Эти геохимические параметры щелочных полевых шпатов являются типоморфным признаком гранитоидов, потенциально рудоносных в отношении разнообразного редкометалльного оруденения.

Индикаторные признаки генезиса гранитоидов наиболее отчетливы при сопоставлении полевых шпатов из пород одинакового или близкого состава. Были исследованы состав и некоторые характеристики полевых шпатов аляскитов из областей ультраметаморфизма и из мезоабиссальных батолитов, а также двухшатовых субсолювус-аляскитов и моноплатовых гиперсолювус-аляскитов гипабиссальных и приповерхностных интрузий. Имея сравнительно близкие соотношения главных нормативных компонентов, приблизительно соответствующие тройному минимуму гранитной системы (рис. 2), аляскиты различного генезиса четко различаются по составу и геохимическим характеристикам шпатов (табл. 2).

Наиболее низкие содержания бария, стронция и значения отношений К/Rb и Ba/Sr характерны для калиевых полевых шпатов магматических редкометалльных аляскитов малоглубинных интрузий, что вполне согласуется с низкотемпературными условиями их кристаллизации (рис. 3) из дифференцированных остаточных расплавов.

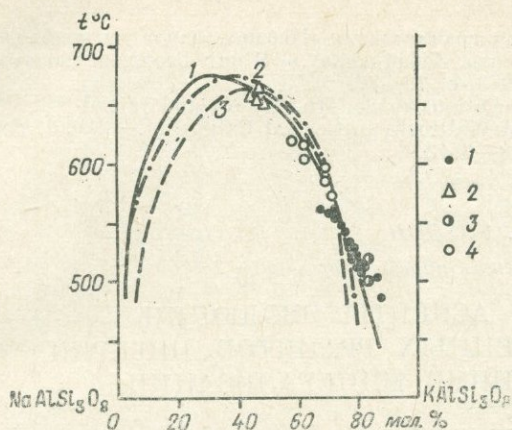


Рис. 3. Положение состава щелочных полевых шпатов аляскистов различного генезиса по отношению к кривым щелочно-полевошпатового субсолидуса.

Кривые субсолидуса: 1—по Орвиллю; 2—по Барту; 3—по Боуэну и Таттлу. Состав щелочных полевых шпатов: 1—из редкометалльных литий-фтористых аляскистов; 2—из моношпатовых аляскистов; 3—из аляскистов мезоабиссальных батолитов; 4—из аляскистов областей ультраметаморфизма.

Исследование структурного состояния щелочных полевых шпатов показало, что наименее упорядоченные их разновидности встречаются обычно в магматических породах мантийного и нижнекорового происхождения, а также в областях ультраметаморфизма. Возможно, это связано с достаточно высокотемпературными условиями формирования этих пород. Наиболее благоприятные условия для структурного упорядочения полевых шпатов существуют при кристаллизации глубокодифференцированных и сравнительно низкотемпературных магм при участии активной флюидной фазы (H_2O , F и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В. С., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1969, № 6, с. 698—708.
- Антипин В. С., Афонина Г. Г., Черная Л. И. Эволюция полевых шпатов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов Монголии. — В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 33—36.
- Антипин В. С., Петрова З. И., Кузьмин М. И. Щелочные полевые шпаты из гранитоидов различного генезиса. — «Геохимия», 1975, № 9, с. 1317—1328.
- Захаров М. И. Петрология и геохимия акагуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 20 с.
- Кежежинская В. В., Антипин В. С. Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 2, с. 64—71.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цеден Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 236 с.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972. 200 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. — В кн.: Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспедиции, вып. 11, М., «Наука», 1975, 304 с.
- Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Андронов В. В., Роненсон Б. М., Утеиков В. А. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 148—158.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.
- Таусон Л. В., Захаров М. И. Геология вулcano-плутонической ассоциации калиевых базальтоидов в Юго-Восточном Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 3, с. 697—700.

Яновский В. М. Метасоматическая гранитизация и гранитоидное магнеобразование (на примере юрских интрузий Центр. Забайкалья). — В кн.: Геология магматических формаций Забайкалья. Чита, 1973, с. 70—77.

Kistler R. W., Peterman Z. E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic Rocks and intruded Wallrocks in Central California. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1973, v. 84, N 11, p. 3489—3512.

П. БОУДЭН

Университет Сент-Эндрюс, Шотландия

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ АНОРОГЕННЫХ ГРАНИТОВ НИГЕРИИ И СВЯЗАННОЙ С НИМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Анорогенные граниты молодых комплексов Северной Нигерии имеют возраст от 200 до 140 млн. лет. Они образовались в процессе длительного становления кольцевых интрузий в верхних структурных ярусах позднедокембрийских пород основания.

В Нигерии закартировано свыше сорока отдельных комплексов* молодых гранитов, площади распространения пород которых колеблются от 1500 до 2 км² и менее. Они располагаются в южной части зоны, протягивающейся вдоль меридиана 9° из республики Нигер до края грабена Бенуа в Нигерии (рис. 1). Массивы данной зоны возникли в периоды континентального внутриплатформенного магматизма в течение силура, девона и карбона в Нигере и позднего триаса и поздней юры в Нигерии.

Образование каждой серии нигерийских мезозойских кольцевых комплексов (как, например, Нинги, Сайя Шокобо, Джос-Букуру, Сара-Фиер Лиру, Банке) начиналось с формирования цепочек вулканов. В настоящее время эрозией уничтожена значительная часть вулканитов, но корни вулканических эруптивных центров в породах соответствующего структурного этапа хорошо проявлены по всей провинции. Вулканические породы сохранились в комплексах северной группы, особенно в Банке, Лиру и Нинги (рис. 2), благодаря процессу кальдероопускания. Недавними полевыми исследованиями, проведенными на комплексе Нинги, установлено, что ранние извержения были представлены агпитовыми игнимбритовыми лавами и пелловыми туфами, переслаиваемыми с субщелочными трахитами и базальтами (оливиновыми толеитами). Более поздние щелочные риолиты являются порфирировыми и слагают мощные вязкие потоки за-

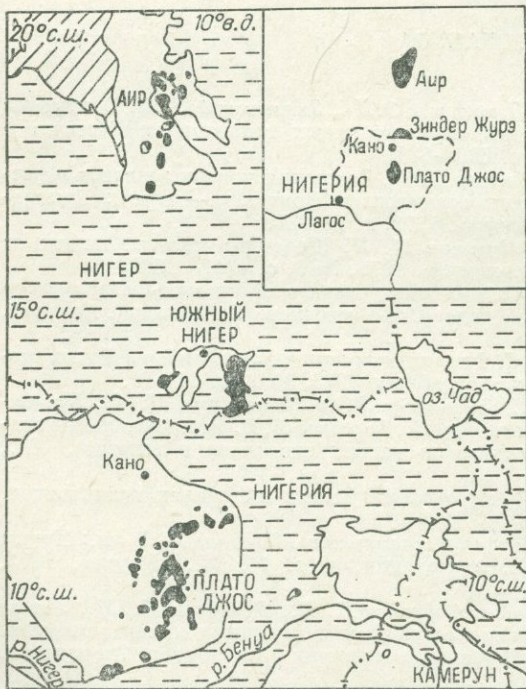


Рис. 1. Распределение палеозойских и мезозойских кольцевых комплексов в Нигере и Нигерии.

* По терминологии советских петрологов такие комплексы можно было бы назвать массивами.

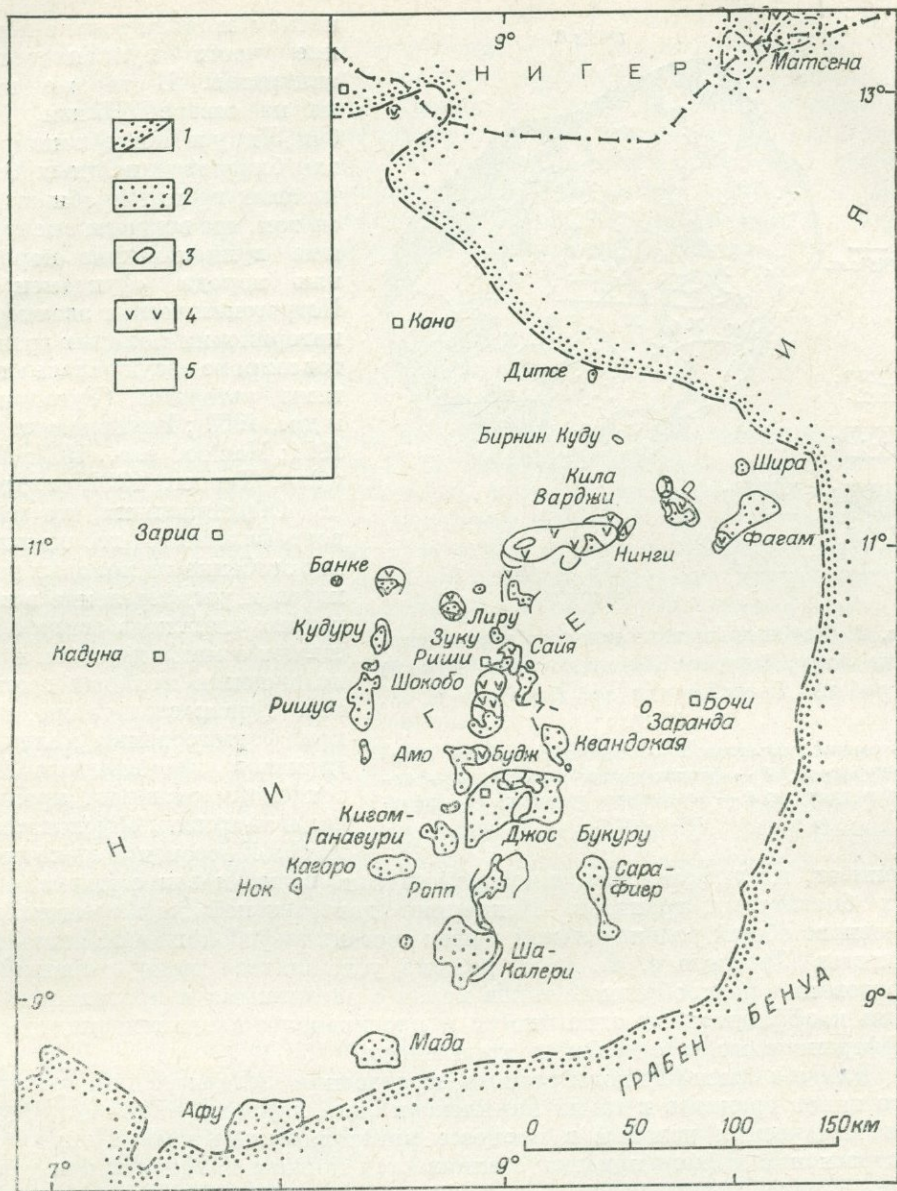


Рис. 2. Схематическая геологическая карта нигерийской провинции молодых мезозойских гранитов.

1— граница осадочного чехла; 2—4—комплексы молодых гранитов: 2—граниты и сиениты, 3—кольцевые дайки порфиры, 4—вулканические породы; 5—комплекс основания.

полнения кальдер купола, интрузивные штоки, некки и дайки. Вулканические породы промышленного интереса не представляют, за исключением магнетитовых линз.

На субвулканических уровнях образования комплекса Нинги серии трахит — щелочной риолит представлены субщелочными сиенитами и связанными с ними щелочными гранитами. Вслед за образованием агпаитовых вулканических и гранитных пород отмечается понижение щелочности гранитных жидкостей с образованием и последующим преобладанием метаглиноземистых гастингсит-биотитовых гранитов и плюмазитовых в конце магматического цикла биотитовых гранитов. В районе Дjos (рис. 2) эти гранитные породы преобладают, потому что эрозия и повторное под-

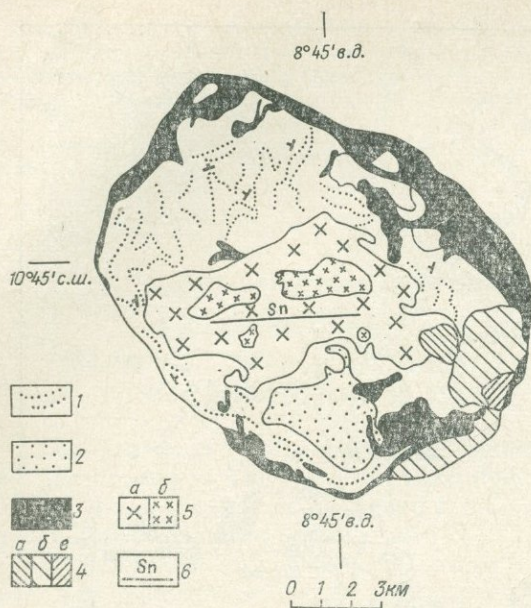


Рис. 3. Упрощенная геологическая карта комплекса Лиру, Северная Нигерия (с изменениями) из работы Джекобсона и др. (Jacobson e. a., 1958).

1 — ранние вулканыты; 2 — поздние вулканыты (фаялит-порфиры); 3 — фаялит-гранит-порфиры; 4 — щелочные граниты; 5 — биотитовые граниты; 6 — комплекс Лиру.

гранитов, и плюмазитовая, с которой связано возникновение плюмазитовых биотитовых гранитов. Концепция дивергентной дифференциации на основе общей родоначальной магмы состава амфиболовых фаялитовых гранитов (Jacobson e. a., 1958) должна усложниться ввиду очевидного чередования разнообразных типов пород с различными и противоположными коэффициентами агнаитности и противоположными тенденциями в дифференциации в отдельных комплексах.

Для объяснения многократного чередования щелочного и плюмазитового типов гранитов в таких комплексах была выдвинута идея флуктуации химических условий в процессе кристаллизации магм. Концепция дивергентной дифференциации сталкивается также с проблемой контрастности типов минерализации, связанных с агнаитовой и плюмазитовой ветвями процесса, и с проблемой источника флюидов и его эволюции. Изучение распределения редких элементов в образцах молодых гранитов (Bowden, 1964, 1966 а, б) ясно показало, что рассматриваемые два направления процесса образования гранитов развивались независимо друг от друга.

Более поздними полевыми исследованиями северных вулканических комплексов Нигерии (см. рис. 2) установлено, что исходные магмы по составу были сиенитовыми и фракционировали в сторону щелочного гранитного остатка. После этого внедрялись штоки биотитовых гранитов, которые проникали в верхние горизонты первичных кольцевых структур, представленные вулканическими покровами. Хорошим примером указанной последовательности образования пород является комплекс Лиру (рис. 3). В Нигерии вулканические эквиваленты биотитовых гранитов не установлены. Поэтому принимается (для целей данного обсуждения), что эволюция исходной щелочно-гранитной системы полностью завершилась до появления более позднего расплава биотитового гранита. Эта посылка устраняет одну из главных трудностей концепции дивергентной дифференциации и

пятие обнажили только верхние части вулканических аппаратов. В то же время на севере (Нинги, Тибчи, Лиру и Банке) зона кровли близповерхностных биотитовых гранитов обнажается там, где вскрыты вмещающие вулканические породы или порода «фундамента». Петрогенетическая эволюция нигерийских молодых гранитов широко обсуждалась многими авторами (Тугаринов и др., 1968; Buchanan e. a., 1971; Macleod e. a., 1971; Bowden, Turner, 1974; и др.).

Общепризнано, что петрографические, геохимические особенности молодых гранитов и распределение в них редких элементов свидетельствуют о магматическом происхождении молодых гранитов. Признается также, что при формировании молодых гранитов проявляются две тенденции развития процесса: агнаитовая, обуславливающая образование щелочных

ведет к предположению о том, что аптаитовое и плюмазитовое направления процесса не являются одновременными, а развиваются последовательно. Отсюда следует, что каждая ветвь процесса приводит к возникновению собственного остаточного флюида. В связи с тем, что в провинции нигерийских молодых гранитов широко развито оруденение, с одной стороны, ниобия и урана, а с другой — цинка и олова, настоящая работа посвящена проблемам происхождения минерализующих флюидов и связанных с ними контрастных типов минерализации, проявленных даже в пределах одного и того же кольцевого комплекса (например, Лиру).

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НИГЕРИЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ МОЛОДЫХ ГРАНИТОВ

Минерализация, возникшая под воздействием остаточных флюидов, естественно продолжает процессы магматической эволюции нигерийских молодых гранитов. Последовательность, когда за образованием субвулканических интрузий сиенитов — щелочных гранитов следует формирование биотитовых гранитов, повторяется и в других анорогенных провинциях щелочных пород, например в Шотландии, Норвегии, Нью-Хэмпшире и на Корсике. Однако в этих регионах в отличие от Нигерии оруденение практически не проявлено. Близкое сходство в отношении последовательности образования пород и связанной с ними типоморфной минерализации обнаруживается между Монголо-Тувинской (Pavlenko, 1974) и Нигерийской провинциями молодых гранитов.

Минералогическая, петрохимическая и геохимическая характеристика всех типов Нигерийской провинции уже детально рассматривалась в литературе (Macleod *et al.*, 1971; Buchanan *et al.*, 1971; Bowden, Van Breemen, 1972; Тугаринов, Коваленко, 1973; Bowden, Turner, 1974). Поэтому остановимся только на тех типах пород, с которыми наиболее тесно связано оруденение, т. е. на щелочных биотитовых гранитах.

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ

Эти породы обычно средне- или грубозернистые, с массивной текстурой, белого цвета. Для сложенных ими массивов довольно характерны краевые пегматитовые фаши, в изобилии содержащие крупные кристаллы щелочных амфиболов. Химический состав щелочных амфиболов варьирует от арфвэдсонита до рибекита в зависимости от условий кристаллизации. В качестве главных минералов могут присутствовать также астрофиллит, энigmatит и эгирин. Из аксессуарных минералов постоянно встречаются циркон и его метамиктная модификация. В некоторых гранитах имеется явно поздний циркон, агрегаты зерен которого тяготеют к границам кристаллов минералов. Альбит-рибекитовые граниты несут в качестве типичного аксессуарного минерала урансодержащий пироксид, а также ряд интерстициальных и жильных минералов, как, например, флюорит, криолит, томсенолит и амблигонит. Два представительных анализа щелочных гранитов на главные элементы приведены в табл. 1, а соответствующие нормативные составляющие — в табл. 2.

Альбит-рибекитовые граниты Нигерии типичны для минерализованных гранитов щелочного ряда. Для них характерно высокое содержание мелких лейст альбита (Al_2) и меньшее количество сравнительно крупных кристаллов микроклина и кварца, явно «вмещающих» лейсты альбита. Преобладание в минеральном составе пород мелкозернистого альбитового агрегата обуславливает сахаровидную структуру гранита («структуру снежного кома»). Существуют две петрологические интерпретации

Таблица 1

Представительные анализы щелочных гранитов и биотитовых гранитов на главные элементы, вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	76,5	74,3	75,9	70,10
TiO ₂	0,14	0,13	0,26	0,10
Al ₂ O ₃	11,09	11,47	12,71	16,98
Fe ₂ O ₃	1,63	1,89	0,39	0,78
FeO	0,80	0,83	1,21	1,65
MnO	0,05	0,01	Сл.	0,03
MgO	0,01	0,08	0,16	0,10
CaO	0,25	0,32	0,03	0,72
Na ₂ O	3,77	5,28	3,72	3,57
K ₂ O	4,97	4,38	4,50	5,56
P ₂ O ₅	Сл.	0,02	Сл.	0,03
H ₂ O ⁺	0,28	0,43	0,24	0,26
H ₂ O ⁻	0,20	0,08	0,09	0,05
С у м м а	99,69	99,22	98,96	100,09

Примечание. Сл. — следы (< 0,01). 1 — рибекит-арфведсонитовый гранит, комплекс Лиру; 2 — альбит-рибекитовый гранит, комплекс Лиру; 3 — «плюмазитовый» биотитовый гранит, комплекс Лиру; 4 — «нормальный» биотитовый гранит, фаза Джос, комплекс Джос-Букуру.

этих структур. С одной стороны, образование «структуры снежного кома» прослежено В. И. Коваленко и И. А. Лапидесом (Коваленко, Лапидес, 1974) в онгонитах разной степени закристаллизованности. В этом случае предполагается, что образование рассматриваемых структур связано с обратной корреляцией между линейной скоро-

Таблица 2

Нормативный состав (по системе CIPW) представительных проб щелочных и биотитовых гранитов

Нормативный компонент	1	2	3	4
<i>Q</i>	35,58	29,43	35,91	25,50
<i>or</i>	29,36	25,88	26,59	32,85
<i>ab</i>	29,37	34,61	31,46	30,19
<i>an</i>	—	—	0,79	3,38
	—	—	1,43	3,85
	2,21	5,47	—	—
<i>ns</i>	—	0,89	—	—
<i>di</i>	1,10	1,28	—	—
<i>hy</i>	0,06	0,86	1,62	2,26
<i>mt</i>	1,25	—	0,57	1,13
<i>hm</i>	—	—	—	—
<i>il</i>	0,27	0,25	0,19	0,49
<i>ap</i>	—	0,05	—	0,07

Примечание. Номера проб см. в табл. 1. Прочерк указывает на отсутствие минерала.

Таблица 3

Содержания некоторых элементов-примесей в представительных пробах щелочных и биотитовых гранитах, γ/g

Элемент	1	2	3	4
Cs	—	14	5	5
HF	39	159	19	9
Ta	31	282	30	14
Th	55	326	74	33
Sc	—	0,1	0,1	1,3
Sb	0,04	2,85	0,11	0,03
Rb	430	1500	650	275
Zr	680	2930	200	235
Sr	5	17	<1	1
Y	205	205	60	50
U	14	107	7	5

Примечание. Номера проб см. в табл. 1. Аналитические методы — нейтронная активация и рентгеновская флуоресценция. Прочерк указывает на отсутствие данных.

Таблица 4

Распределение редкоземельных элементов в представительных пробах щелочных и биотитовых гранитах, γ/g

Элемент	1	2	3	4
La	138	90	48	106
Ce	287	393	113	179
Nd	151	243	110	81
Sm	38	69	8	16
Eu	1,4	1,3	0,1	1,7
Gd	57	67	10	28
Tb	34	66	6	12
Tm	13	17	4	6
Yb	34	82	10	9
Lu	2,1	6,0	0,8	1,0

Примечание. Номера проб см. в табл. 1. Интервал колебаний содержания показан на рис. 4. Метод анализа — нейтронная активация.

стью роста кристаллов (V) и скоростями зародышеобразования (I) для кварца, микроклина и альбита в условиях одновременной низкотемпературной анхизотектической кристаллизации расплава, насыщенного фтором.

В соответствии с другой точкой зрения присутствие в этих породах рибекита, акмитового пироксена и явно недеформированного кварца указывает на процессы перекристаллизации рассматриваемых гранитов в ходе альбитизации при температурах ниже солидуса. Безотносительно к тому, кристаллизовались ли рассматриваемые породы целиком из низкотемпературного остаточного расплава или же образовавшиеся граниты подвергались процессу аутометасоматоза под воздействием их собственных остаточных флюидов, альбит-рибекитовые граниты несут весьма богатые концентрации редких и редкоземельных элементов (табл. 3, 4), когда содержания урана и ниобия достигают промышленно важных концентраций. Олово и некоторые рудные элементы (цинк, свинец, медь) хотя и обогащают щелочные граниты, никогда не образуют таких фаз, как касситерит, сфалерит или сульфиды меди.

А. И. Тугаринов и другие (1968) отмечали аналогичные черты в апогранитах Монголии и Восточной Тувы. По определению (Беус и др., 1962), апограниты есть гидротермально измененные магматические граниты. Это должно накладывать некоторое ограничение на предположение о происхождении нигерийских альбит-рибекитовых гранитов с Nb—U минерализацией. Однако А. И. Тугаринов с соавторами (1968) полагают, что агпантовые апограниты в результате подавления и затем полного отсутствия критических явлений могли эволюционировать таким образом, что происходил бы постоянный переход щелочно-гранитного расплава в гидротермальный раствор с последовательными изменениями состава амфиболов (от арфведсонита до рибекита). В этом случае чисто магматические щелочные граниты с арфведсонитом переходят в субсолидусные апограниты с рибекитом. Агпантовая тенденция постепенного перехода расплава в раствор поможет объяснить, почему в щелочных гранитах отсутствуют грейзенизация и многостадийный метасоматоз, характерные для эволюции и минерализации биотитовых гранитов.

БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Биотитовые граниты — наиболее распространенные породы в Нигерийской провинции молодых гранитов. Они слагают как некоторые из наиболее крупных интрузий, представленных обычно округлыми серповидными плутонами, так и небольшие штоки. Именно в результате эрозии и размыва кровли биотитовых гранитов образовалась большая часть аллювиальных месторождений олова Нигерии. Эти граниты грубозернистые (тип I, фаза Джос) или розоватые среднезернистые (тип II, фаза Нгелл), переходящие в среднезернистые с сахаровидной структурой с отдельными таблицами бледно-зеленого биотита и с локальными участками, окрашенными гематитом (тип III, фаза Рэйфилд Гона). Эти три разновидности биотитовых гранитов отмечаются в большинстве комплексов. Вопрос о том, представляют ли они отдельные интрузивные фазы, спорный. Так, П. К. Уэбб (Webb, 1974) указал, что фаза Рэйфилд Гона (тип III) является эндоконтактовой фацией пород фазы Нгелл (тип II). С другой стороны, на плато Джос породы фазы Джос (тип I) часто имеют резкий контакт с породами типа II. Имеется определенное соответствие между классификацией биотитовых гранитов Нигерии и восточноевропейской терминологией: «нормальные» граниты представлены фазой Джос (тип I), а «литий-фтористые» или «плюмазитовые» граниты — фазами Нгелл и Рэйфилд Гона (типы II и III) (см. табл. 1, 2).

Нормальный биотитовый гранит содержит от 28 до 35% (по объему) модального кварца, который образует вытянутые и причудливо изогнутые сегрегации зерен, расположенные между более крупными зернами полевых шпатов. Микронертиты ортоклаза являются обычными, а пятнистые пертиты замещения характерны для калиевых полевых шпатов литий-фтористых гранитов. В последних отмечается более тонкозернистая структура с небольшими, но индивидуализированными кристаллами микроклина и альбита (Al_2), проявляющими признаки бластического роста. Однако количество нормативного альбита в литий-фтористых гранитах не всегда достигает таких больших величин, как в агаитовых гранитах. Там, где модалльный альбит преобладает над модалльным калиевым полевым шпатом, плюмазитовый биотитовый гранит исключительно обогащен колумбитом (Nb), торитом (Th) и ксенотимом (Y, p. z. э.), рассеянными в массе гранита (см. табл. 3, 4).

Поскольку магма биотитового гранита, внедрявшаяся в завершающую фазу магматического цикла Нигерии, остывает и консолидируется в верхних горизонтах земной коры, эндоконтактовые и апикальные зоны магматических камер быстро затвердевают, а на более глубоких их уровнях скорость остывания будет последовательно уменьшаться. Очевидно, что остаточные флюиды, поднимающиеся от последовательно остывающих зон гинабиссальных интрузий, будут проходить через более холодные затвердевшие зоны, приводя к возникновению вертикальной зональности в распределении рудообразующих редких элементов (Гаусон, 1974).

Обогащение апикальной зоны интрузии некоторыми редкими элементами, особенно Li и F, объяснимо, если только признать изменение состава кристаллизующегося расплава в позднемагматическую стадию под влиянием дополнительного притока остаточных флюидов из медленно остывающей на глубине магмы. Позднемагматический процесс, чаще интерпретируемый как автометасоматоз* (автометаморфизм), может включать привнос щелочей, особенно Li, из глубины в затвердевшую апикальную зону. Процессы перекристаллизации обычно происходят, когда гранит остывает, затвердевает и рост новых минералов осуществляется в субсолидусных условиях.

* По терминологии акад. Д. С. Коржинского, автометасоматоз не позднемагматический, а послемагматический процесс (Ред.).

М. Штемпрок и П. Шквор (Štemprok, Škvor, 1974) предполагают, что в той или иной степени проявляется структурный контроль над размещением метасоматических микроклина и альбита в гранитах Рудных Гор. В Нигерии кольцевые трещины могли служить путями для передвижения восходящих низкотемпературных флюидов. Эти процессы, часто приводящие к образованию миароловых пустот в гранитах, способствуют формированию литий-фтористых апогранитов (Беус и др., 1962). Нижней температурной границей формирования апогранитов считается начало процесса грейзенизации.

На плато Джос коренные проявления цинково-оловянной минерализации главным образом (но не всегда) ассоциируют с биотитовыми гранитами комплексов Джос-Букуру и Ропш. Большая часть коренных месторождений олова расположена в грейзенизированных гранитах и представлена вертикальными, субвертикальными или горизонтальными жилами замещения и небольшими залежами, ориентированными в одном или нескольких главных общих направлениях. Измененная порода, или грейзен, имеет цвет от светлого до темно-серого; она сложена в основном вторичным кварцем, слюдой и топазом. Во многих случаях в оловоносных грейзенах тонко рассеяны сульфиды металлов, главным образом сфалерит и халькопирит с небольшим количеством галенита, борнита, пирита, вольфрамита и молибденита, отмечены висмутин и самородная медь. В грейзеновых зонах присутствует также монацит. Грейзенизация, по существу, постмагматический метасоматический процесс, интенсивность которого может намного превосходить интенсивность позднемагматического изменения апогранитов и который приводит к образованию значительных Zn—Sn месторождений. На наш взгляд, постмагматический и послетрещинный характер нигерийских Zn—Sn грейзеновых месторождений допускается при условии, что рудоносные флюиды зародились в более глубоких, еще расплавленных участках интрузивного комплекса, верхние части которого уже застыли. В данной модели принимается, что эволюция магмы биотитовых гранитоидов на глубине приводит к образованию минерализации грейзенового типа — естественное следствие общего процесса становления гранитоидов в гипабиссальных условиях.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОНТРАСТЫ В МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ МОЛОДЫХ ГРАНИТАХ НИГЕРИИ

Накопление в агпайтовых породах рудообразующих элементов и разделение их между гранитами и грейзенами в телах биотитовых гранитов хорошо иллюстрируется распределением редкоземельных элементов (рис. 4). Последние разделены на легкие (цериевая группа) и тяжелые (иттриевая группа). В зависимости от общих геохимических условий редкоземельные элементы либо обогащают, либо обедняют остаточные жидкости. Плюмазитовые биотитовые граниты Нигерии, обладающие признаками позднемагматических апогранитов, заметно обогащены тяжелыми редкими землями по сравнению с нормальными грубозернистыми биотитовыми гранитами, не несущими признаков перекристаллизации. В противоположность этому в грейзенах под микроскопом обнаруживаются кристаллы постмагматического монацита, хорошо известная обогащенность которого легкими редкими землями позволяет предположить обогащенность лантаноидами этой группы и самих грейзенов. Обогащение и легкими и тяжелыми редкими землями наблюдается в агпайтовом альбит-рибекитовом граните.

Сходные соотношения наблюдаются также для первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для грубозернистых слабо минерализованных биотитовых гранитов постоянно характерны низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,706—0,709), которые близки к величинам для фаялитсодержащих гранитов и

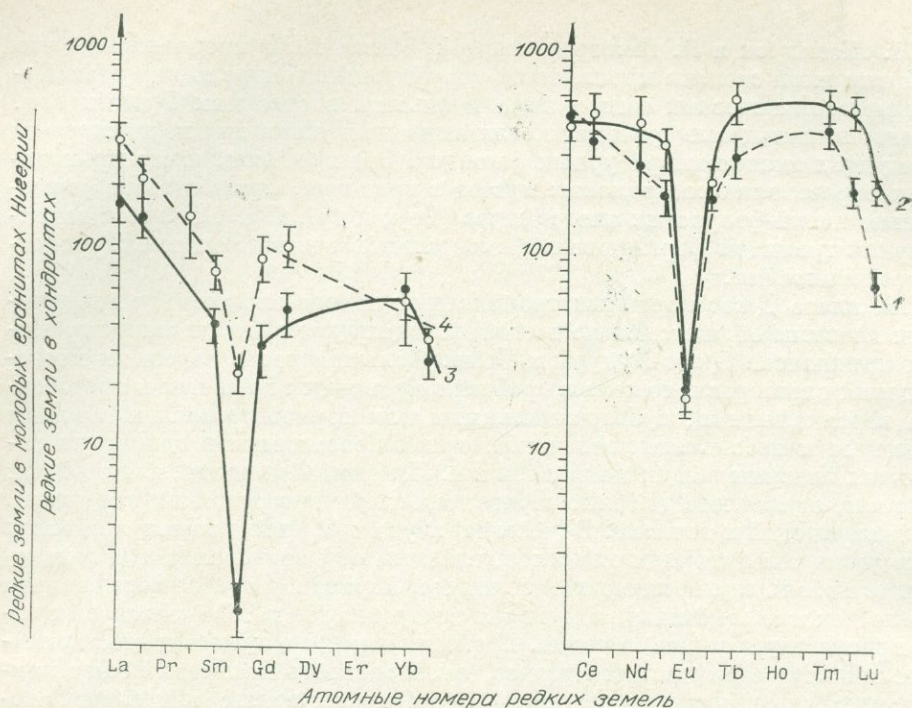


Рис. 4. Содержание редких земель (по отношению к хондритам) для двух биотитовых гранитов и двух щелочных гранитов из кольцевых комплексов Лиру и Джос (данные взяты из табл. 4 для образцов № 1—4).

других связанных с ними пород всей мезозойской провинции Нигерии. Заметное увеличение первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдается для всех среднезернистых плюмазитовых биотитовых гранитов с признаками апогранитного изменения, содержащих рассеянные колумбит, торит и ксенотим. Например, в комплексе Лиру (рис. 5) биотитовые граниты (5a, b) имеют первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,723. Для агпаитового альбит-рибекитового гранита (4c) оно даже еще выше — 0,752.

Таким образом, логично считать, что обогащение тяжелыми изотопами и рудообразующими элементами могло частично осуществляться в позднемагматическую и постмагматическую стадии эволюции гранитсидов кольцевых комплексов Нигерии. Эти процессы особенно значимы для минерализованных биотитовых гранитов. Л. С. Бородин и А. С. Павленко (Borodin, Pavlenko, 1974) отнесли их к регрессивному метасоматозу. Очевидно, проявление рассматриваемых процессов во многом зависит от валового химического состава и щелочности стывающего гранитоидного расплава и состава его остаточного флюида. Считается, что высокий коэффициент агпаитности способствует повышению взаимной растворимости между силикатной и водной фазами (отсутствие критических явлений), в связи с чем минерализующие компоненты и редкие элементы вместе должны непрерывно накапливаться в расплавах в условиях повышенной щелочности при отсутствии явлений осаждения рудных минералов. Только ниобий и уран в виде урансодержащего пирохлора не участвуют в этом процессе, который завершился формированием минерализованных альбит-рибекитовых гранитов. Если же в магматической системе значение коэффициента агпаитности невысоко, должно произойти разделение силикатной и водной фаз с существенным отложением рудных компонентов. Это явление характерно для процесса становления массивов биотитовых гранитов. Дотрещинная аутометаморфическая (дейтерическая) минерализация проявилась в образовании в самых верхних частях куполов плюма-

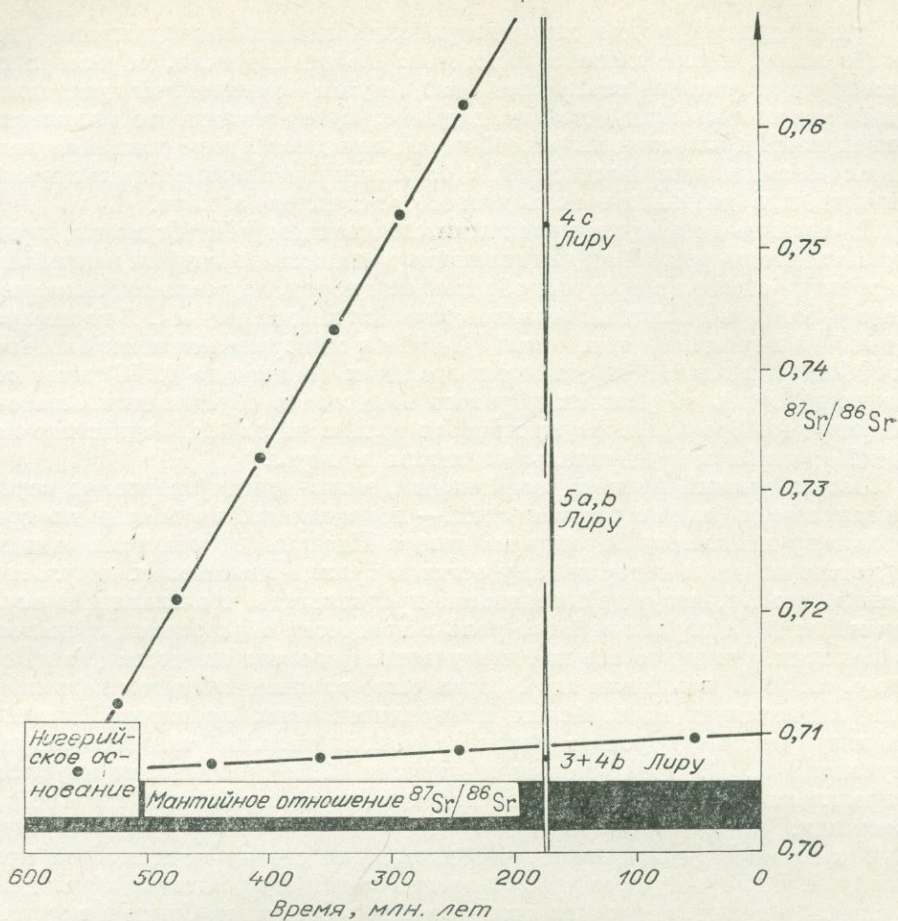


Рис. 5. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для молодых гранитов из комплекса Лиру. На рисунке показан также мантийный интервал $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и интервал $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород фундамента Нигерии.

зитовых биотитовых гранитов, колумбита, торита и ксенотима. Эта ранняя фаза минерализации по мере остывания массивов сменялась более поздней послетрециной грейзеновой минерализацией, способствующей метасоматическому формированию касситерита и обильных сульфидных минералов вследствие замещения кристаллических вмещающих пород под воздействием трещинных растворов.

ИСТОЧНИК РУДНЫХ ФЛЮИДОВ

Об источнике рудогенерирующих флюидов могут быть высказаны разные предположения, но на них все же должны быть наложены определенные ограничения. Важно подчеркнуть, что кольцевые комплексы анорогенных гранитоидов Нигерии несут оруденение, тогда как сходные породы других регионов (например, Корсики) его не несут. Последовательность образования магматических пород рассматриваемых комплексов может быть близкой в различные периоды и в разных провинциях, что свидетельствует о выдержанных условиях генерации магм для агпайтовых и плюмазитовых гранитов вообще. В то же время позднемагматические щелочные флюиды и остаточные флюиды плюмазитовых гранитов могут иметь независимые источники.

Родоначальная магма для нигерийских мезозойских гранитов, вероятнее всего, имела сиенитовый состав. Не вполне ясно, образовалась ли сама родоначальная сиенитовая магма путем фракционной кристаллизации базальтовых жидкостей на глубине, путем частичного плавления верхней мантии или нижних частей коры, или даже путем смещения мантийных базальтовых жидкостей с богатыми кремнеземом расплавами, возникшими в результате контактового анатексиса в коре.

Из анализа данных по первичным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можно предположить, что на ранней стадии эволюции магматизма Нигерии мантийный материал участвовал в процессе образования пород, но реальный механизм такого участия в отношении сиенитов остается невыясненным. В то же время высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минерализованных биотитовых (0,723) и в альбит-рибекитовых гранитах (вплоть до 0,752) дают основание говорить об участии корового вещества в образовании остаточных флюидов. Это могло осуществиться только через взаимодействие исходной мантийной родоначальной магмы и коры.

Был ли данный процесс селективным, включавшим плавление коры, ассимиляцию и (или) смешение магм, — пока неясно, но данные по гранитоидному комплексу Заранда на севере Нигерии, генетически связанному с сиенитами и содержащему остатки трахит-риолитовых «эмульсионных» потоков, могут дать основание предполагать, что плавление коры и смешение магм играли важную роль в процессах образования гранитоидов Нигерии. Очевидно все же, что участие корового вещества (Van Breemen *et al.*, 1975) в той или иной форме было важным моментом возникновения и эволюции мезозойских минерализованных гранитов Нигерии. В пользу участия корового вещества дополнительно свидетельствуют полученные А. И. Тугариновым и другими (1968) результаты изучения распределения изотопов свинца в монацитах и галенитах из грейзеновых жил.

В заключение подчеркнем, что настоящая статья посвящается профессору Л. В. Таусону в связи с 60-летием со дня его рождения и как дань его влиянию на геохимические исследования в Советском Союзе и в других странах. Научный коллектив руководимого им Института геохимии в Иркутске пользуется заслуженным международным авторитетом. Считаю своим приятным долгом упомянуть здесь о том замечательном влиянии, которое профессор Л. В. Таусон и его коллеги оказали на мои исследования в области геохимических проблем эндогенных процессов в Нигерийской провинции молодых гранитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Северов Е. А., Ситник А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
- Коваленко В. И., Лапидес И. Л. Физические условия кристаллизации дайки топазсодержащих кварцевых кератофириров (онгонитов). — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 6, с. 1443—1446.
- Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — «Геохимия», 1968, № 12, с. 1419—1437.
- Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973, с. 1—107.
- Borodin L. S., Pavlenko A. S. The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks. — In: *The Alkaline Rocks*. Wiley, N. Y. 1974, p. 515—534.
- Bowden P. Gallium in younger granites of northern Nigeria. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1964, v. 28, p. 1981—1988.
- Bowden P. Lithium in younger granites of northern Nigeria. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1966a, v. 30, p. 555—564.
- Bowden P. Zirconium in younger granites of northern Nigeria. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1966b, v. 30, p. 985—994.

Bowden P., Van Breemen O. Isotopic and chemical studies on younger granites from northern Nigeria.— In: African Geology. Ed. by A. J. Whiteman and T. Gessauvagine. Ibadan Univ. Press, 1972, p. 105—120.

Bowden P., Turner D. C. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigerian-Niger Province, West Africa.— In: The Alkaline Rocks. Wiley, N. Y. 1974, p. p. 330—351.

Buchanan M. S., Macleod W. N., Turner D. C., Berridge N. G., Black R. The Geology of the Jos Plateau. V. 2. Younger Granite Complexes.—«Bull. Geol. Surv. Nigeria», 1971, 32.

Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R. Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria.— «Mem. Geol. Soc.», London, 1958, 1.

Macleod W. N., Turner D. C., Wright E. P. The geology of the Jos Plateau. V. 1. General Geology.— «Bull. Geol. Surv. Nigeria», 1971, 32.

Pavlenko A. S. The Mongol-Tuva Province of alkaline rocks.— In: The Alkaline Rocks. Wiley, N. Y., 1974, p. 271—293.

Štemprok M., Škvor P. Composition of tin-bearing granites from the Krusné Hory metallogenic province of Czechoslovakia.— «Ložisková Geologie Mineralogie», 1974, v. 16, p. 7—87.

Van Breemen O., Hutschison J., Bowden P. Age and origin of the Nigerian Mesozoic granites: A Rb—Sr isotopic study.— «Contrib. Miner. Petrol.», 1975, v. 50, p. 157—172.

Webb P. K. Roof modification of a high level granite, Jos—Bukuru Younger Granite Ring Complex, Nigeria.— «Geol. Mag.», 1974, v. 111, p. 43—47.

Г. ТИШЕНДОРФ, Ф. ШУСТ, Ю. ВАСТЕРНАК

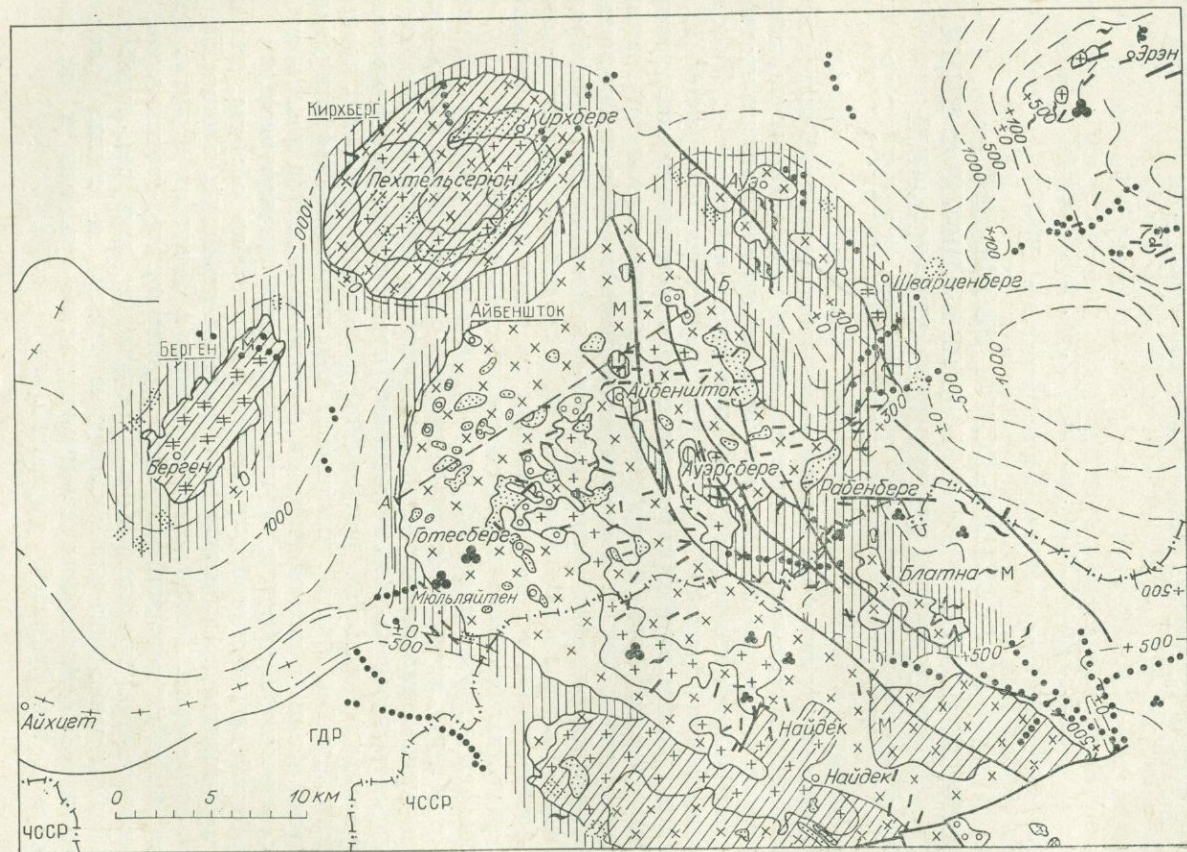
Центральный геологический институт, Берлин

К ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВАРИСЦИЙСКИХ ГРАНИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗАПАДНЫХ РУДНЫХ ГОРАХ (ФОГТЛАНД, ГДР)

Понятие эволюции в том смысле, в котором оно употребляется в статье, включает в себя направленное изменение вещественных параметров в пространстве и во времени, причем соответствующие процессы протекали не постоянно, а с интервалами, в пульсирующем ритме и т. д. Хотя пространственная и временная связь между определенными гранитами, специализированным в геохимико-минералогическом отношении, и оловянно-вольфрамовым оруденением непременно указывает на генетическое взаимоотношение, тем не менее мы очень мало знаем о действительном происхождении процессов минерализации, о происхождении рудообразующих растворов и их элементном составе, о продолжительности процессов рудообразования, а также о временном развитии отдельных магматических, позднемагматических и постмагматических стадий.

Имеется довольно много данных о процессах образования как магматитов, так и руд, но тем не менее до сих пор сами процессы и связь между ними изучены и интерпретированы недостаточно. Действительное моделирование затруднено из-за вещественных, пространственных и временных размерностей, а также вида, направления и скорости отдельных процессов развития. Мы, как прежде, вынуждены констатировать зафиксированные в природе факты и на основании их анализа попытаться понять сам геолого-геохимический процесс и присущие ему закономерности.

Важной предпосылкой для этого является выбор объекта, для которого приблизительно выяснены геологическая позиция и протекание процессов во времени. Такой объект находится в Западных Рудных Горах, где проявляются варисцийские, посткинematические, геохимически специализированные гранитоиды и оруденение вольфрам-молибденовой (вольфрамит-молибденит-пирит-кварцевые жилы), а также оловянно-вольфрамовой (касситерит-топаз-мусковитовые грейзены и их жилы, частично с вольфрамитом) формаций.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

Рис. 1. Гранитные массивы и фазы, а также оловянно-вольфрамовые месторождения в Западных Рудных Горах — Фогланде.

1 — протерозой и древний палеозой, метаморфизованный до неметаморфизованного, нерасчлененный; 2 — граниты раннего интрузивного комплекса; 3 — промежуточные граниты; 4 — граниты позднего интрузивного комплекса; 5 — гранит 1-й фазы; 6 — гранит 2-й фазы; 7 — гранит 3-й фазы; 8 — двуслодные граниты; 9 — глубина залегания или структуры погруженной поверхности гранитов; 10 — жильные породы второго этапа позднего интрузивного комплекса; 11 — контактово-метаморфизованные филлиты; 12 — штокообразные (а), жильнообразные (б), стратиформные (в) месторождения и проявления олова; 13 — штокообразные (а), жильнообразные (б), стратиформные (в) месторождения и проявления вольфрама; 14 — расположение разреза на рис. 2.

Рудные Горы, образуя антиклинальную структуру (Фихтельгебиргских Рудных Гор), представляют собой особенно богатую рудой часть Саксоно-Тюрингской зоны, которая в северо-западном направлении протягивается до Богемского массива. При процессе варисийского орогенеза в антиклинальную структуру на границе карбон — пермь внедрились посткинematические граниты, вскрытые эрозией приблизительно на 25%. Благодаря многочисленным глубоким скважинам, горным выработкам и региональным гравиметрическим измерениям, удалось довольно хорошо определить морфологию скрытой части плутона Рудных Гор, размеры которого составляют, по крайней мере, 150 × 50 км (Tischendorf e. a., 1965).

Вмещающие породы гранитоидов представлены позднепротерозойскими гнейсами и слюдяными сланцами, а также древними палеозойскими филлитами частично с включениями метабазитов, риолитов, кварцитов и карбонатных пород.

Для плутона Рудных Гор и отдельных массивов типично многофазное строение, которое лучше всего проявлено в западной части района (рис. 1). Мы различаем здесь по классификации Коптева-Дворникова и Бескина, Марина два интрузивных комплекса: ранние граниты (AG) и поздние граниты (JG), каждый из которых подразделяется на три интрузивные фазы (1—3).

В то время как обе ранние фазы комплекса (AG) представлены крупными телами относительно близких по минеральному и химическому составу пород (1-я фаза — грубозернистый порфировидный гранит, 2-я фаза — среднезернистый гранит), 3-я фаза проявлена в форме более мелких интрузивных тел тонкозернистых гранитов с меняющимся петрографическим составом.

Перед поздним интрузивным комплексом проявлены, кроме того, две гранитные фазы, которые являются более ранними по отношению к главной интрузивной фазе позднего комплекса (JG 1) и формировались под влиянием процессов гибридации (богатые алюминием) (ZG 1, 2). В некоторых массивах раннего интрузивного комплекса развиты двуслюдяные граниты, представляющие собой особый фациальный тип (AGt). Гранитоиды позднего комплекса, расположенные в апикальных частях и в непосредственной близости от контакта, более или менее интенсивно преобразованы позднемагматически — постмагматическими процессами (JGm). Относительная возрастная последовательность гранитов однозначно установлена геологическими наблюдениями: AG1—2—3; ZG1—2; JG1—2—3.

Наряду с уже упомянутыми рудными формациями, содержащими W и Sn, в Рудных Горах имеется полиметаллическое оруденение с Pb—Zn, оруденение пятиэлементной формации, а также барит-флюоритовая минерализация. Верхнепротерозойские и раннепалеозойские осадочные толщи содержат местами стратиформные рудосодержащие горизонты (Fe, Cu, Sn, Zn). В то время как полиметаллическое оруденение, по-видимому, генетически связано с гранитоидным магматизмом Рудных Гор, взаимосвязь между остальными типами минерализации и магматическими процессами остается неясной.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИТОВ, СОДЕРЖАЩИХ РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

По модальному составу гранитоиды Западных Рудных Гор и Фогтланда мало отличаются друг от друга, однако граниты обоих комплексов различны по ассоциации акцессорных минералов (табл. 1). Плаггиоклазы ран-

Таблица 1

Петрографическая характеристика гранитов Западных Рудных Гор и Фогтланда.

Тип гранита	Структура	Кв	КШШ	Пл	Сл темная	Сл светлая	Топ	Содержание Ан в Пл, %	Тип Сл темной	Акцессорная ассоциация минералов
JGm	Эндобластическая	31	28	31	4	3	4	3—8	Цинвальдит	Топ-Фл (Ап)
JG 1—3	Крупнозернистая порфиридная, среднезернистая, тонкозернистая	34—36	28—30	20—30	3—4	1—2	1—3	3—12	Протолинит	Топ-Фл-Цр (Ап)
ZG	От мелко- до среднезернистой, порфиридной	31—38	22—26	28—32	4—5	4—6	1	25	Li-сидерофиллит	Ап-Цр-Топ-Тур-Анд-Анат
AGt	Среднезернистая	32	24	34	3—4	6—7	—	10—30	Li-Fe биотит	Ап-Цр-Тур
AG 1—3	Крупнозернистая порфиридная, среднезернистая, тонкозернистая	29—36	27—34	28—36	2—7	0—1	—	15—30	Mg-Fe биотит	Ап-Цр-Мт-Эп

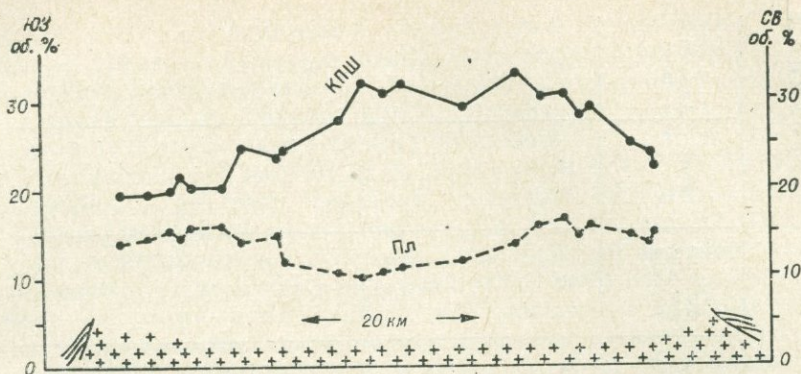


Рис. 2. Изменение содержаний калиевого полевого шпата и плагиоклаза в гранитах типа Айбеншток (JG1) в поперечном разрезе через Айбенштокский гранитный массив. 24 пробы, каждая по два шлифа; приведены скользящие средние значения из каждых 5 проб.

них гранитов (AG) характеризуются высокими содержаниями Na и относятся к олигоклаз-альбиту. Детальное исследование темных слюд показало, что в соответствии с возрастной последовательностью гранитоидов в слюдах уменьшается содержание Mg и соответственно увеличивается содержание Li (Mg—Fe биотит → Li-сидерофиллит → циннвальдит).

Установлено, что модалльный состав пород одной фазы на значительной площади распределяется первично-неоднородно. Так, например, в главной интрузивной фазе позднего комплекса содержание калиевого полевого шпата в направлении к центру массива увеличивается, а содержание плагиоклаза уменьшается (рис. 2).

Позднемагматические (автометасоматические) процессы проявились в ранних гранитах относительно слабо и представлены в основном альбитизацией и кварцевым бластезом (Lange *et al.*, 1972). В поздних гранитах развиты позднемагматические преобразования. Они проявляются в форме альбитовых новообразованных зерен (пертит и альбит, растущий на гранях минеральных зерен — ранняя альбитизация), бластеза мусковита в калиевом полевошпате и обрастания мусковитом темных слюд (эквивалент ранней калиевой фельдшпатизации), бластеза турмалина и топаза, а также очень слабой гематитизации полевых шпатов, ведущей к общей розовой окраске гранитов. Микроклинизация в ранних гранитах (AG) отсутствует полностью.

Постмагматические высокотемпературные метасоматические превращения в Западных Рудных Горах приурочены преимущественно к поздним гранитам (JG) (Айбенштокский массив) и сопровождаются минерализацией олова (метасоматиты формации грейзенов — GR). Фельдшпатиты отсутствуют. Местами в филлитовой кровле поздних гранитов вблизи оловосодержащих кварц-турмалиновых жил проявляются околожилные кварц-топазовые метасоматиты. В ранних гранитах (AG) грейзены в основном известны лишь на вольфрамитовом месторождении Пехтельсгрюп, связанном с кварцево-вольфрамовыми жилами. Они проявляются, главным образом как околожилные грейзены, а в одном случае в виде небольшого куполообразного тела, ограниченного сверху окварцованным штокпайдером, который огибает главную кварцевую жилу месторождения на глубине 350 м. Эта геологическая форма, соответствующая грейзенам в малых гранитных интрузиях, представляет собой интересное исключение для грейзенов внутренней части большого гранитного массива. Как околожилные, так и грейзены купола имеют более ранний возраст, чем кварцево-вольфрамитовая минерализация. Оба грейзена возникли из AG 2. Речь идет о мусковитном грейзене * с чешуйчатым мусковитом (30—38%),

Таблица 2

Изменение модального состава грейзенов слюдисто-кварцевой фации

Порода	Структура	Кв I	КПШ	Пл	Сл темная	Сл светлая	Кв II	Кв I+Кв II	Сер+Му	То п	Глинистые минералы	Касс	Акцессорные
Кварцевый грейзен с топазом (GRtoq)	Крупнозернистая метабластическая гетерогранобластическая	—	—	—	—	—	—	89	—	7	2	Сл.	1
Топазовый грейзен (GRto)	Крупнозернистая псевдоморфная гетерогранобластическая	—	—	—	—	—	—	75	1	19	3	»	2
Кварцевый грейзен (GRq)	Крупнозернистая метабластическая изогранобластическая	—	—	—	—	5	—	90	4	—	—	—	1
Мусковит-серицитовый грейзен (GRm)	Крупнозернистая псевдоморфная гранобластическая фибробластическая	42	—	—	—	6	19	—	32	—	—	Сл.	—
Гранит 1-й фазы раннего комплекса (JG1)	Крупнозернистая порфировая	42	36	15	4	3	—	—	—	—	—	—	—

кварцем (57—65%) и рудными и аксессуарными минералами (5%). Околожилые грейзены содержат наибольшее количество кварца.

Наряду с превращением по слюдяной и кварцевой фациям, по А. В. Рундквисту и другим (1971), происходит замещение кварца мусковитом (кварц-слюдяная фация) (Baumann e. a., 1964).

В Айбенштокском массиве (JG) во внешних зонах грейзеновых тел можно различать два типа грейзенов: мусковитовый грейзен (тип Готесберг GR—m) и грейзен с литиевой слюдой (тип Рабенберг GRLi—gm). Преобладают мусковитовые грейзены. Они образуют многочисленные небольшие жилообразные тела в пределах Айбенштокского массива. В рудном поле Готесберг — Мюльляйтен они проявлены наиболее широко, образуя трубообразные связанные со взрывными брекчиями и глубокозалегающие тела в граните (Schust, Wasternack, 1972). Для этого грейзена характерно образование мусковита в виде серицита политипа 2M1.

В грейзеновых телах в направлении от их внешних к внутренним частям следуют серицитовые, топазовые и топазосодержащие кварцевые грейзены. В мелких самостоятельных жилах также известны бедные серицитом, оловом и не содержащие топаза, часто с гематитом, миаролитовые кварцевые грейзены. Нередко грейзеновые тела сопровождаются зонами с окрашенными в розовый цвет калиевыми полевыми шпатами. В табл. 2 приведен обзор изменения минерального состава в фазах образования грейзенов.

Грейзенизация происходила почти исключительно псевдоморфно. Лишь в каждой последней стадии (кварцевые грейзены) породы полностью перекристаллизовывались. В связи с процессами образования взрывных брекчий повторяются фазы грейзенов. Мусковит-серицитовые и связанные с ними зональные грейзены относятся преимущественно к слюдисто-кварцевой фации, по А. В. Рундквисту и др. (1971).

Литиево-слюдяные грейзены образуют в Западных Рудных Горах лишь небольшие незональные грейзеновые тела. Они относятся к тем же грейзеновым фациям, что и мусковитовые грейзены. Возрастные взаимоотношения между мусковитовыми и литиево-слюдяными грейзенами в районе Западных Рудных Гор не выяснены. В Центральных и Восточных Рудных Горах установлен относительно поздний возраст мусковитовых грейзенов и значительное распространение этого типа грейзенов до глубины 400 м над апикальной поверхностью гранитного массива (Rühe e. a., 1972). Они рассматриваются как результат двух самостоятельных этапов высокотемпературного метасоматоза.

Все высокотемпературные метасоматические процессы в Западных Рудных Горах протекали позднее, чем формировались граниты, риолитовые и частично лампрофировые дайки 2-го этапа.

К ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИТАХ

Знание точной возрастной последовательности начиная от ранних гранитов (AG1) к поздним (JG3) (с разницей в абсолютном возрасте примерно в 30—40 млн. лет) побудило нас проследить эволюцию геохимически важных элементов в магматическом процессе при образовании двух посткинematических интрузивных комплексов (табл. 3).

Из приведенных данных видно, что щелочи (Na и K) не проявляют определенного тренда. Как абсолютные содержания элементов (Na = 2,5;

* Обозначение грейзена как породы осуществлено по количественно-минералогической номенклатуре Кюне (1970), в которой кварц не является составной частью, дающей название.

Содержания K, Na (вес. %) и микроэлементов (γ/ε) в гранитах и метасаматитах.

Порода	Na	K	Li	Rb	Cs	B	F	Ba	Be
GRq	0,07	0,95	60	He обн.	He обн.	80	2000	He обн.	11
GRtoq	0,07	0,75	(60)	»	»	He обн.	13000	»	20
GRto	0,07	0,33	(70)	»	»	115	25000	»	20
GRm	0,07	2,99	115	»	»	180	7000	»	19
GRLi — gm	0,20	3,7	1150	»	»	75	8000	»	10
GRm	0,19	2,96	150	375	20	He обн.	2100	»	3
JGm	2,9	3,3	1000	1700	He обн.	32	11000	60	7
JG3	2,6	3,8	600	1200	95	31	7100	40	11
JG2	2,6	3,5	650	1250	95	37	6000	50	11
JG1	2,6	3,8	400	890	75	40	4500	100	10
ZG2	2,4	3,7	240	500	50	65	2800	130	11
ZG1	2,7	4,1	190	470	65	45	2000	180	7
AGt	2,6	3,5	190	350	30	36	900	220	7
AG3	2,5	3,8	80	390	20	13	390	60	6
AG2	2,4	3,7	180	330	20	24	650	225	6
AG1	2,5	3,6	110	225	20	28	840	660	5
Кларк	2,72	3,33	40	180	5	12	750	600	4,5

K = 3,7), так и их соотношения (K/Na = 1,4—1,5) остаются постоянными, за исключением JGm. Могут быть выделены, по крайней мере, три тенденции в характере изменений содержаний элементов: общее увеличение содержаний F (13)*, Li (9,4), Rb (7,6), Cs (4,7), Sn (3,6), W (2,3), Be (2,2), Ga (2,2), Nb (2,0); общее уменьшение содержаний Sr (0,05), Ba (0,06), V (0,06), Zr (0,07), Ni (0,3), Cr (0,5); без определенной тенденции Zn.

Содержание бора уменьшается в пределах обоих интрузивных комплексов от фазы к фазе, однако, несмотря на это, количество элемента в более позднем комплексе выше, чем в раннем.

Поведение элементов находится в зависимости от их гранитофильного или гранитофобного характера. Исключение составляет вольфрам, рост содержаний которого следует отметить в процессе магматической эволюции. Это соответствует проявлению постмагматических месторождений вольфрама.

Для оценки потенциальной рудоносности магматических и постмагматических комплексов пород имеет значение то, что исходные расплавы уже были обогащены некоторыми элементами, а именно Cs (4)**, Sn (3,6), W (3,2), Li (2,8) и Rb (1, 2, 5). Для Cr (0,5), V (0,5) и Sr (0,7) отмечается обеднение.

Важно и, очевидно, обусловлено магматическим режимом то, что определенные элементы в процессе образования отдельных фаз обоих комплексов ведут себя по-разному. Особенно это относится к Li, F и Sn, содержание которых в раннем комплексе уменьшается от фазы к фазе, а в более позднем — увеличивается. На наш взгляд, эта эволюция названных элементов отражает специфические условия образования, являющиеся одной из причин проявления постмагматических процессов, грейзенизации и оруденения. Граниты раннего интрузивного комплекса, несмотря на повышенные содержания Sn и Li, характеризуются лишь кларковыми

* Фактор обогащения (JG_{max} / AG1) — степень временной специализации.

** Фактор обогащения AG1/кларк — степень региональной специализации).

Таблица 3

Рудных Гор и Фогтланда, по Тишендорфу (1971), Ланге и др. (1972) и новым данным

Cr	Ga	Nb	Ni	Sn	Sr	V	W	Zn	Zr
Не обн.	8	Не обн.	Не обн.	70	Не обн.	Не обн.	230	Не обн.	Не обн.
»	(9)	»	»	1420	»	»	Не обн.	»	»
»	(13)	»	»	1320	»	»	110	»	»
»	19	»	»	730	»	»	150	»	»
»	25	»	»	1150	»	»	(70)	»	»
»	Не обн.	30	»	160	»	»	775	»	»
2	37	30	2	38	15	1,5	Не обн.	45	15
2	32	26	2	40	10	2	11,4	50	20
4	33	30	3	40	10	2	11,3	40	30
3	26	23	3	25	15	2	11,3	50	70
4	24	16	3	28	15	4	8,0	45	80
5	25	16	3	24	30	4	8,3	60	100
3	22	16	3	14	45	6	6,2	55	90
2	14	27	3	10	10	5	4,7	50	80
8	20	18	5	16	90	11	4,7	55	130
10	17	15	7	11	220	24	4,8	60	220
20	20	20	8	3	300	45	1,5	60	180

содержаниями F. Так как режиму F при образовании месторождений Sn придается решающее значение, мы считаем «нормальное» поведение Fв магматическом процессе образования гранитов раннего комплекса причиной того, что, несмотря на повышенный уровень содержания олова, не происходило его концентрирования и образования месторождений. В этой связи особенно заслуживают внимания очень высокие содержания W во всех исследованных гранитоидах (4—6 или 8—12 $\mu\text{г}$) по сравнению с другими гранитоидными комплексами (Иванова, 1972).

Важно, что как раз вторые фазы интрузивных комплексов показывают наибольшие содержания тех элементов, которые имеют тенденцию к накоплению. Это относится, например, к Li, Rb, Ga, Sn. Указанное явление объясняется тем, что граниты 2-й фазы имеют еще обычные содержания темной слюды и тем самым обладают соответствующими концентрациями микрокомпонентов, в то время как граниты 3-й фазы представляют собой лейкократовые породы аплитового состава и практически не содержат темной слюды.

Поведение элементов в позднемагматических процессах прослеживается лишь косвенно, поскольку эти образования не могут быть исследованы в отдельности. Вследствие этих процессов возникают концентрации элементов, показывающие временную специализацию гранитов. Исходя из парагенезиса минералов, следует отметить, что накапливаются как Na и K, так и F и W (топаз-турмалиновый бластез).

Развитие постмагматических процессов выражается наиболее отчетливо тремя упомянутыми типами грейзенов слюдисто-кварцевой фации, по А. В. Рундквисту и др. (см. рис. 3). Возникшие из AG 2 мусковитовые грейзены вольфрамитового месторождения Пехтельсгрюн характеризуются увеличением содержания W, Sn и F. Содержания Li при образовании грейзенов этого типа остаются почти неизменными (AG2—180 $\mu\text{г}$, грейзены — 150 $\mu\text{г}$). То же самое происходит с рубидием, кальцием и бериллием. Обычно грейзенизация сопровождается выносом Na и в меньшей мере K.

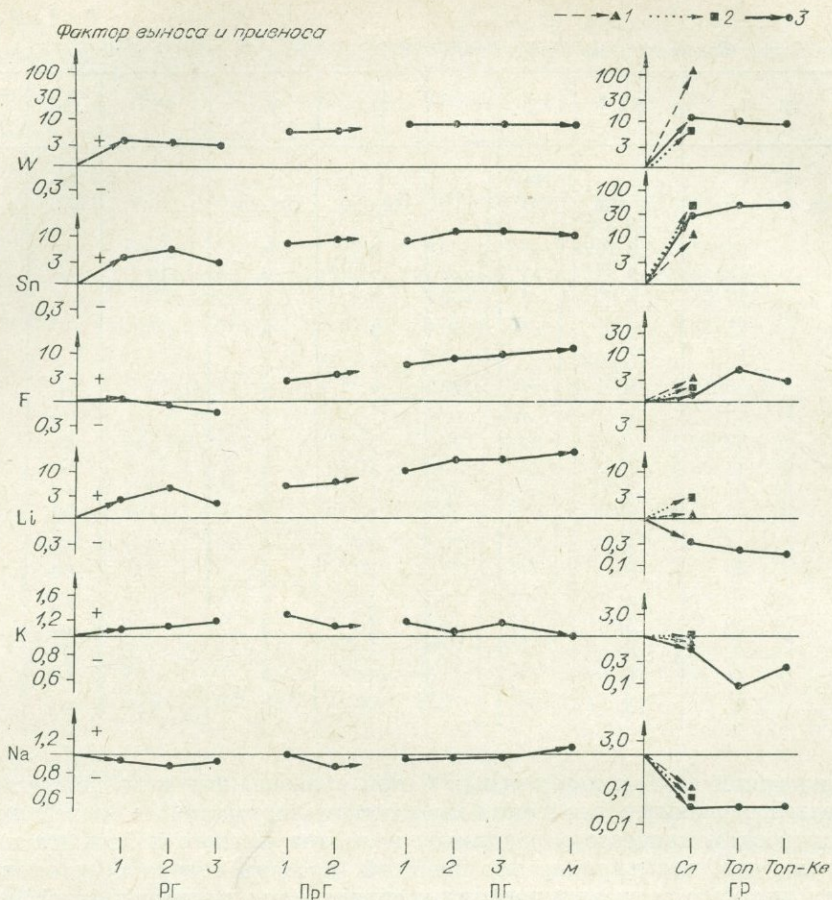


Рис. 3. Распределение содержания некоторых важных в металлогеническом отношении элементов в гранитных и метасоматических породах Западных Рудных Гор — Фогтланда: Пехтельсгрюн (1), Рабенберг (2), Готесберг (3). Содержания в гранитах относятся к планетарному гранитному кларку, а в метасоматитах — к соответствующей гранитоидной исходной породе.

Для мусковит-серицитовых грейзенов (тип Готесберг) и литиево-слюдяных грейзенов (тип Рабенберг), расположенных в Западных Рудных Горах и пространственно связанных с поздними гранитами (JG), характерно противоречивое поведение Li. Наиболее широко распространен вынос Li при образовании мусковит-серицитовых грейзенов. Он составляет 75% и наиболее интенсивен в случае проявления тонкочешуйчатого мусковита (серицита), в то время как в грейзене с листообразным мусковитом вынос Li около 50%. Отдельно встречающиеся грейзены, богатые Li, фиксируют привнос Li. Достигнутые при этом содержания Li (1000 μ /г) соответствуют его же содержаниям в литиево-слюдяных грейзенах месторождений Восточных Рудных Гор (Альтенберг, Циннвальд). F, Sn, В и Ве концентрируются в обоих типах грейзенов. Na, K и Ca ведут себя одинаково, и их содержания уменьшаются, как и Li, при образовании грейзенов.

При переходе от одной грейзеновой фации к другой содержания некоторых элементов изменяются (рис. 3; см. табл. 3). Поведение элементов на отдельных этапах грейзенизации установить трудно, потому что в большинстве случаев существует соответствующая конечная стадия, суммирующая отдельные стадии. Какое значение могут иметь вынос и привнос элементов, показывает анализ анализ темных слюды и серицита из гранитов (JG1) рудного поля Готесберг — Мюльляйтен (рис. 4), причем темные слюды и

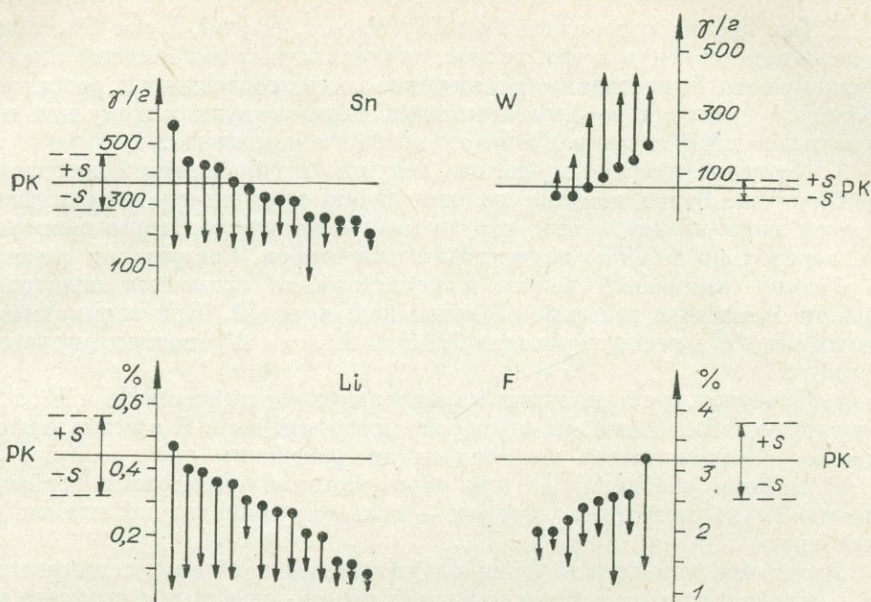


Рис. 4. Содержания Li, Sn, W и F в темной слюде ранних гранитов AG1 (кружки) и в возникших из них в процессе метасоматизма серицитах (стрелки). PK означает региональный кларк в темной слюде гранитов JG1.

серицит анализировались из одной пробы горной породы. Результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. При серицитизации темных слюд выносятся Sn, Li и F, а W привносится. Физико-химические условия оказывают решающее влияние на поведение этих элементов.

2. Независимо от исходных содержаний в темных слюдах в серицитах достигаются относительно тесно ограниченные интервалы содержаний Sn, Li, а также F и W. Это рассматривается как свидетельство того, что содержание микроэлементов метасоматического продукта зависит не только от исходного вещества, но и существенно от типа и условий образования возникающего парагенезиса минералов.

3. Различие в содержании Sn составляет в среднем 170 γ/g , Li — > 1000 , F — 8000, W — 210 γ/g . Это означает, что на 1 м³ гранита с общим содержанием темной слюды и серицита (5%) в процессе серицитизации выносятся 22 г Sn, 250 г Li и 1040 г F, а привносится 27 г W.

4. Серицитизация темных слюд вносит, таким образом, прямой вклад в редкоэлементный состав рудообразующих растворов. Исходя из этого можно сделать вывод, что метасоматические процессы оказывают решающее влияние не только на среду гидротермальных растворов, но и на концентрирование элементов.

Описанные выше тенденции накопления и обеднения элементов в метасоматитах отражаются также в первичных литогеохимических ореолах рассеяния оловянных месторождений, которые имеют латеральную протяженность от нескольких до многих сотен метров (Dahm, 1972).

ВЫВОДЫ

1. Граниты Западных Рудных Гор — Фогтланда, с которыми пространственно ассоциируют месторождения W, Mo, а также Sn — (W), характеризуются преобладанием K над Na. Соотношение K/Na составляет примерно 1,4—1,5 и соответствует гранитоидам сходных в металлогеническом отношении регионов.

2. Все гранитоиды обогащены Li, Rb, Cs, Sn, W, Be и Ga, причем самые ранние граниты почти во всех случаях имеют наибольшие содержания элементов. Единственное исключение из них составляет F, содержания которого в гранитах раннего комплекса соответствуют кларку или ниже и увеличиваются лишь в гранитах позднего комплекса.

3. Метасоматические процессы, ведущие к образованию месторождений W и Sn, более поздние по отношению ко всем гранитным фазам. Поэтому надо предполагать, что рудообразующие растворы происходят от относительно глубоко залегающих источников. Совершенно очевидно, что физико-химический режим и концентрация элементов подвержены влиянию обменных реакций с вмещающей породой. При серицитизации темных слюд в раствор переходят F, Sn, Li, а W концентрируется в сериците.

4. Процессы грейзенизации характеризуются выносом Na и K, а также привносом Sn, W и F. Li ведет себя противоречиво. В рассматриваемой провинции проявляются три тенденции развития:

а) сильное обеднение Li при образовании мусковитовых грейзенов, богатых F, по исходным породам — гранитам раннего комплекса (тип Готесберг);

б) сильное накопление Li при образовании грейзенов с циннвальдитом — протолитионитом по исходным породам — гранитам позднего комплекса (тип Рабенберг);

в) отсутствие или лишь минимальное изменение содержания Li при образовании мусковитовых грейзенов, бедных F, по исходным породам — гранитам раннего комплекса (тип Пехтельсгрюн).

5. В то время как касситерит-топаз-мусковитовая или циннвальдитовая минерализация, частично с вольфрамитом, генетически связана с гранитами позднего комплекса, приуроченность к нему вольфрамит-молибденит-пиритовой и кварцевой минерализации не может быть с уверенностью подтверждена, хотя ее пространственное соотношение с гранитами раннего комплекса дает возможность предполагать соответствующую генетическую связь. Особенно следует отметить, что Sn и F как в магматических, так и в постмагматических процессах всегда ведут себя одинаково, в то время как W не коррелируется с F. Это, а также бедность F гранитов комплекса подтверждают упомянутое объяснение.

6. Прослеженное Г. Ф. Ивановой (1972) накопление W в процессах мусковитизации подтверждено на примере Рудных Гор.

7. Граниты раннего интрузивного комплекса в Западных Рудных Горах в соответствии с их химизмом относятся к типу «палингенных гранитов известково-щелочной серии» (по Л. В. Таусону, 1974) или к «стандартным гранитам» (по В. И. Коваленко и др., 1971), а граниты позднего интрузивного комплекса — к «плюмазитовым редкометальным гранитам» (по Л. В. Таусону) или к «Li—F-гранитам» (по В. И. Коваленко и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. — В кн.: Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, 204—222.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1972. 151 с.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 239 с.

Кюне Р. К вопросу о номенклатуре и классификации грейзенов. В кн.: Проблемы метасоматизма (Труды II конф. по околорудн. метасоматизму). М., «Недра», 1970, с. 197—200.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971. 328 с.

Baumann L., Donath E., Kretzschmar E. Beitrag zur Tektonik und Paragenese der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün. — «Freiberger Forschungshefte», 1964, С 181, S. 7—35.

Dahm K.—P. Die Gesetzmässigkeiten in der Ausbildung der primären Dispersionshöfe von Zinnlagerstätten im Erzgebirge. — «Geologie», 1972, Jg. 21, S. 521—535.

Kühne R., Wasternack J., Schulze H. Postmagmatische Metasomatose im Endo—Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. — «Geologie», 1972, Jg. 21, S. 494—520.

Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klemm I., Ossenkopf W. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. — «Geologie», 1972, Jg. 21, S. 457—493.

Schust F., Wasternack J. Über das Auftreten von schlotförmigen Brekzienkörpern bei Gottesberg und Mühlleithen im Granitmassiv von Eibenstock, Sachsen. — «Z. angew. Geologie», 1972, Bd 18, S. 337—346, 400—410.

Tauson L. V. The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity. — In: Metallization Associated with Acid Magmatism. V. 1. Praha, 1974, p. 221—227.

Tischendorf G. Zur geochemischen Spezialisierung der Granite Westerbirgischen Teilplutons. — «Geologie», 1970, Jg. 19, S. 25—40.

Tischendorf G., Wasternack J., Bolduan H., Bein E. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. — «Z. angew. Geologie», 1965, Jg. 11, S. 410—432.

В. А. ВАХРУШЕВ, М. И. КУЗЬМИН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ТОНАЛИТ-ПЛАГИОГРАНИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (ДОЛИНА ОЗЕР)

В Центральной Монголии в районе Долины Озер распространены батолитовые гранитоидные массивы с площадью обнажения от 100 до 1000 км². Формирование гранитоидных интрузивов происходило в девон-нижнекарбонное время в обстановке, характерной для островных дуг на древних континентальных окраинах (Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1974). Один из их типичных представителей — Джениситинский массив, общая площадь выходов которого около 600 км².

Специальных исследований по изучению петрографических и петрохимических особенностей пород этих массивов до сих пор не проводилось. Не удивительно, что в литературе полностью отсутствуют данные по составу и содержанию в них рудных минералов. Нами было предпринято минераграфическое изучение небольшого собрания горных пород Джениситинского массива с целью получения дополнительных сведений о генезисе пород массива и их потенциальной рудоносности. Образцы были собраны одним из авторов статьи (М. И. Кузьминым) при полевых геологических работах в районе Долины Озер летом 1973 г.

Джениситинский массив имеет округлую форму и вытянут в широтном направлении. Он размещен среди андезито-базальтовых толщ девон-нижнекарбонного возраста. При этом в некоторых случаях наблюдаются четко выраженные интрузивные контакты с эффузивами и зоны ороговивания шириною до 300—400 м. Вместе с тем в нижней части эффузивной толщи отмечаются прослой лавобрекчий с обломками гранитоидных пород Джениситинского массива. Таким образом, гранитоиды массива одновозрастны с девон-нижнекарбонной эффузивной толщей.

Строение массива довольно простое. В основном он сложен тоналитами и плагиогранитами, которые представляют породы главной интрузивной фазы. По всей площади массива среди тоналитов и плагиогранитов более или менее равномерно рассредоточены ксенолитоподобные тела микродиоритов размерами от нескольких квадратных метров до сотен. Контакты с породами главной интрузивной фазы обычно резкие, отмечаются случаи прорывания микродиоритов жилами тоналитов. Однако иногда наблю-

даются и постепенные переходы между микродиоритами и тоналитами. Внешний облик микродиоритов резко пятнистый в результате крайне неравномерного распределения в них темноцветных минералов, содержание которых изменяется от 30 до 60% от площади среза штучной породы.

Породообразующие минералы микродиоритов — обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз. Их взаимоотношения друг с другом определяют панидиоморфнозернистую микроструктуру породы. Зерна плагиоклаза обладают прямым зонарным строением. Из второстепенных минералов присутствуют кварц (не более 5%), сфен, апатит и рудные. Необходимо отметить, что распознавание генетической природы микродиоритов в поле оказывается очень трудным делом вследствие наличия резко неравномерно-пятнистого текстурного рисунка и постепенных переходов между тоналитами и микродиоритами. Геологи часто принимают микродиориты за гранитизированные породы экзоконтакта или преобразованные останцы кровли.

Тоналиты — среднезернистые породы мелкопятнистой текстуры вследствие кучного распределения темноцветных и рудных минералов среди основной существенно кварц-полевошпатовой массы. Минеральный состав их достаточно постоянен. Это плагиоклаз № 25—32 (50—60%), обыкновенная роговая обманка (10—15%), биотит (5—10%), кварц (10—20%), калиевый полевой шпат (5—10%). Из второстепенных минералов присутствуют сфен и апатит. Структура гишидоморфнозернистая со следующим порядком идиоморфизма минералов: обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз — кварц + биотит + калиевый полевой шпат. К наиболее поздним магматическим образованиям массива относятся редко встречающиеся жилы аплитов и пегматоидных гранитов, а также пересекающие их дайки лампрофиров и диорит-порфиритов.

Выполнен химический анализ 25 типичных образцов тоналита, отобранных из разных мест массива. Во всех установлено преобладание натрия (3,5—4,3%) над калием (1,0—2,0%). Для них также характерны очень незначительные концентрации литофильных редких элементов. Так, содержание в тоналитах лития находится в пределах 3—13 $\mu\text{г}$ /г, рубидия — 10—30, бериллия — 0,2—0,6 $\mu\text{г}$ /г.

Петрографические особенности гранитоидов, так же как данные по содержанию ряда редких элементов, позволяют отнести породы Джениситинского массива к тоналит-плагиогранитному геохимическому типу (Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1974) или к плагиогранитам известково-щелочного ряда, по геохимической классификации Л. В. Таусона (1974). На основании отмеченных признаков их можно параллелизовать с гранитоидами тонноульского комплекса Тувы или змеиногорского комплекса Рудного Алтая.

Ниже приводятся данные по составу и особенностям распределения рудных минералов в гранитоидах Джениситинского массива, полученные при минераграфическом изучении полированных шлифов. Обнаружены следующие рудные минералы: магнетит (и титаномagnetит), ильменит, гематит, пирротин, халькопирит и пирит. Наиболее распространены Fe—Ti-окисные минералы, на характеристике которых прежде всего мы и остановимся.

Магнетит в наиболее обычных разновидностях тоналитов присутствует в количестве 3—5% от площади шлифов. В эндоконтактных микродиоритах содержание его повышается до 8—10%. Форма выделений изометричная, округло-неправильная; размер их находится чаще всего в пределах 0,2—0,5 мм. Обычно зерна магнетита однородные, без включений других минеральных фаз. Лишь внутри отдельных, наиболее крупных кристаллов магнетита встречаются единичные тонкие пластинки ильменита, представляющие собою продукты распада твердого раствора. Однако решетчатых структур ильменита в магнетите, свойственных для титаномагнетитов, нами не наблюдалось.

Зерна магнетита разобщены (рис. 1) или образуют сплошные агрегаты (см. рис. 3). При этом они, как правило, расположены в пределах кучных скоплений темноцветных минералов. Необходимо отметить, что речь идет о магнетите несомненно первично-магматического происхождения. Об этом свидетельствуют следующие признаки:

1) относительно крупные размеры зерен (до 1—2 мм), что несвойственно вторичному магнетиту, обычно выделяющемуся при гидротермальном разложении темноцветных минералов в виде тонкой сыпи;

2) совместное нахождение с совершенно свежими, не затронутыми процессами гидротермального преобразования темноцветными минералами, в данном случае с амфиболом и биотитом;

3) наличие в сростании с магнетитом тонких пластинок ильменита, образовавшихся в результате распада твердого раствора;

4) наличие внутри отдельных зерен магнетита сульфидных «капель», захваченных при кристаллизации минерала-хозяина из жидкого магматического расплава. Этот первично-магматический магнетит является составной частью рассматриваемых гранитоидов.

Тесная пространственная связь магнетита с темноцветными минералами и их кучное в целом распределение в основной кварц-полевошпатовой массе породы отражают неоднородности магматического расплава на самых ранних стадиях его кристаллизации. Скорее всего, эта неоднородность в распределении минералов обусловлена кристаллохимической дифференциацией магмы по Н. В. Белову (1969).

Ильменит — второй по распространенности рудный минерал. Содержание его в породах массива непостоянно. В одних образцах тоналитов он встречается в виде единичных выделений или полностью отсутствует, в других его количество достигает 3—4% от площади среза. Обычный размер пластинок ильменита — 0,5—1 мм в длину. Очертания его резко извилистые, бухтообразные вследствие частичного замещения сфеном (рис. 2). Очень часто на месте первоначально крупных кристаллов ильменита видно всего лишь скопление мелких разобщенных друг от друга остаточных зерен этого минерала. Основная же масса ильменита преобразована в сфен или в другие вторичные минералы титана.

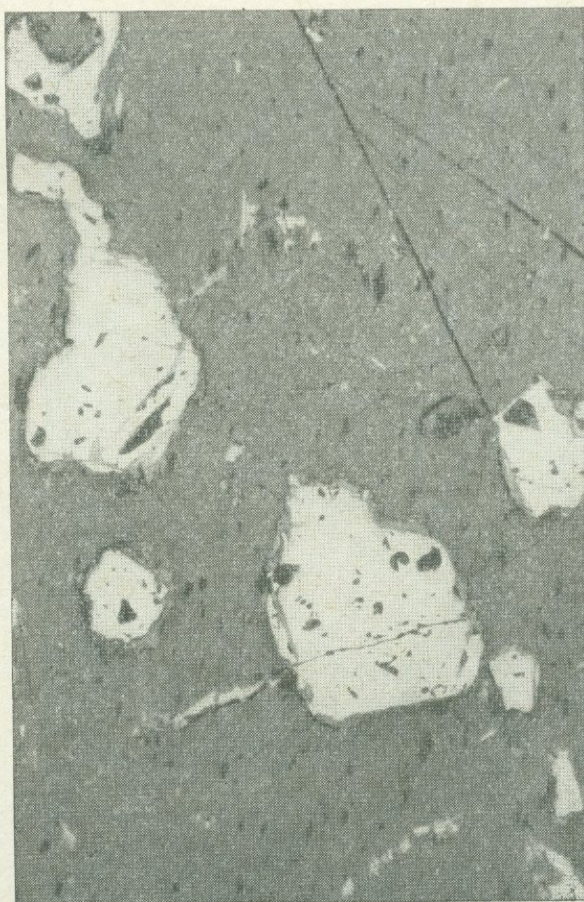


Рис. 1. Кучное скопление зерен магнетита (белое) среди нерудных минералов. Тоналит. Полированный шлиф. Увел. 35.

Внутри зерен ильменита параллельно (0001) наблюдаются включения закономерно ориентированных тонких пластинок гематита, обладающих всеми признаками продуктов распада твердого раствора (рис. 2). Как правило, пластинки гематита настолько малы, что становятся различимыми лишь при больших увеличениях.

Особенности состава и внутреннего строения ильменитов могут быть использованы для уточнения условий формирования интрузивов (Вахрушев, 1965, 1973). Ильмениты или, точнее, гематитоильмениты Джениситинского массива подтверждают это заключение. Основной причиной распада твердых растворов, как известно, является постепенное понижение температуры: чем медленнее скорость охлаждения, тем полнее происходит распад, а значит, и крупнее его продукты. В данном случае крайне ничтожные по своим размерам выделения гематита в ильмените указывают на относительно быстрое понижение температуры интрузивов.

Вместе с тем само присутствие в ильмените избыточного Fe_2O_3 свидетельствует о преобладании в расплаве Fe^{3+} над Fe^{2+} или, другими словами, о высоком парциальном давлении кислорода в период кристаллизации магмы. Этот вывод подтверждается и данными по химическому составу биотитов из тоналитов массива. Химический анализ был выполнен для 4 проб биотита. Все анализы биотитов показали преобладание в них Fe^{3+} над Fe^{2+} .

Внутреннее строение ильменита (гематитоильменита), особенности химического состава биотита из тоналитов, широкое распространение по всей площади интрузива пород эндоконтактной фации (микродиоритов) свидетельствуют как о близкповерхностных условиях формирования Дже-

ниситинского массива, так и о незначительном его эрозионном срезе.

В тоналитах и микродиоритах встречаются и самостоятельные выделения гематита, образовавшиеся в результате псевдоморфного замещения магнетита. Процесс замещения магнетита гематитом начинается с краев и вдоль трещин спайности и постепенно охватывает все зерно. Этот гематит, скорее всего, имеет гипергенное происхождение.

Из сульфидных минералов нами встречены (в порядке распространенности) халькопирит, пирротин и пирит. Все они в той или иной степени замещены продуктами поверхностного разложения (вы-

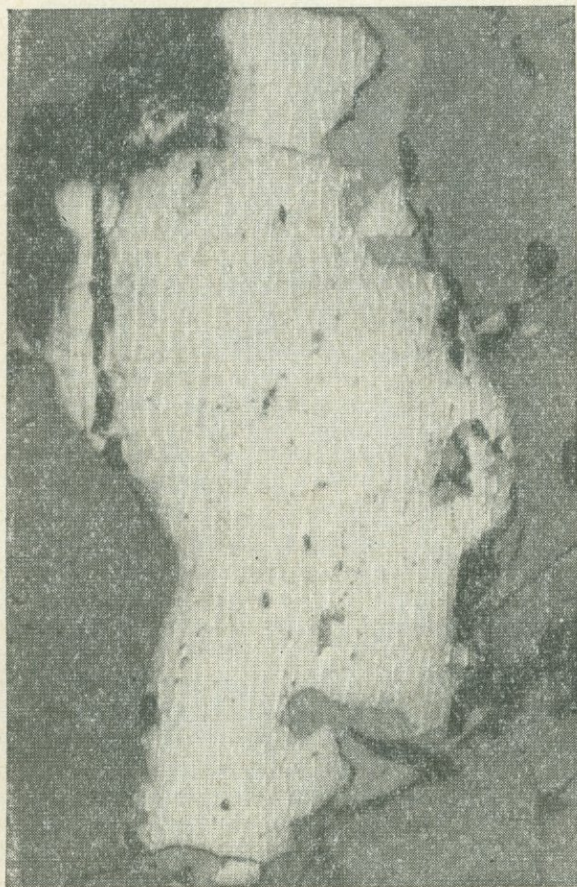


Рис. 2. Ильменит с тонкими пластинками гематита в виде продукта распада твердого раствора. Микродиорит. Полированный шлиф. Увел. 300.

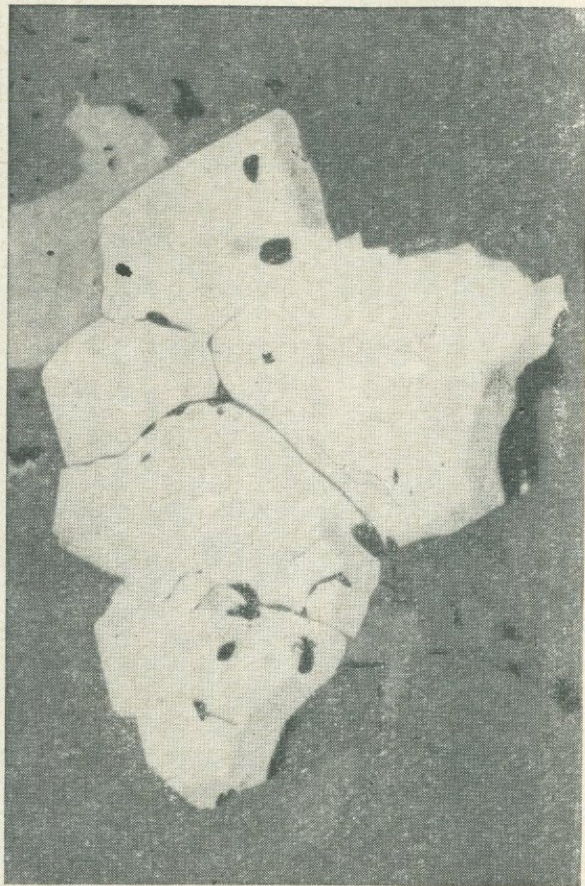


Рис. 3. Кашлевидные выделения сульфидов (белое) в зернах магнетита (серое). Микродиорит. Полированный шлиф. Увел. 300.

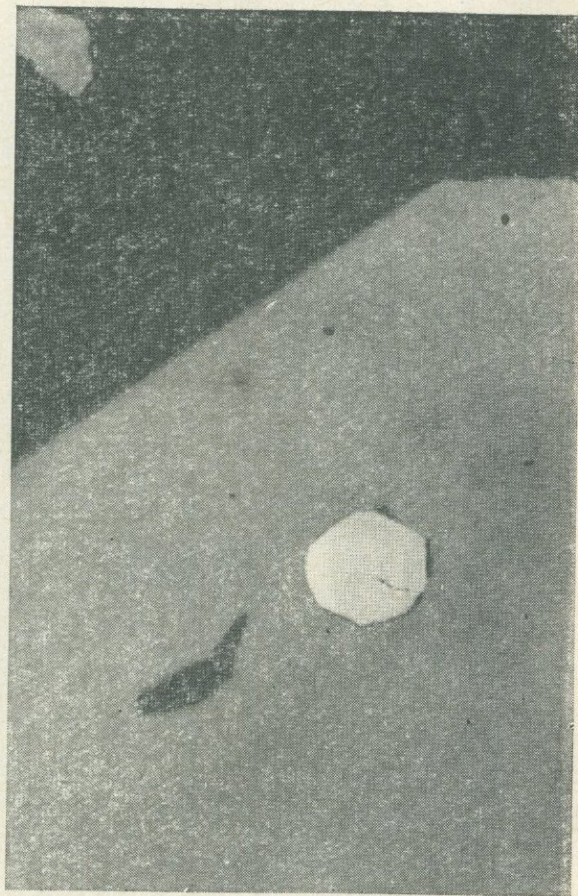


Рис. 4. Двухфазное строение сульфидного обособления внутри кристалла магнетита. Серая основная масса сульфидного включения представлена пирротитом, светлое — халькопирит. Микродиорит. Полированный шлиф. Увел. 1000.

ветривания), что во многих случаях затрудняет количественную оценку содержания и выяснение взаимоотношений их друг с другом и силикатными минералами. Судя по продуктам окисления и сохранившимся остаткам, общее содержание сульфидных минералов в исследованных образцах довольно значительное — до нескольких процентов от площади шлифов. Повышенное содержание сульфидных минералов, в частности халькопирита, указывает на возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм. Памятуя об образовании этих массивов в островодужной геодинамической обстановке, при дальнейшем геологическом изучении района Долины Озер следует учитывать возможность обнаружения здесь колчеданных медных или медно-полиметаллических рудопроявлений.

Пирротин и халькопирит в виде неправильных обособлений, часто в сростании друг с другом, обычно расположены в межзерновом пространстве. Основная масса этих сульфидов, вероятней всего, образовалась путем отложения из послемагматических (гидротермальных) растворов. Вместе с тем часть пирротина и халькопирита, несомненно, имеет первично-магматическое происхождение. Таковы, например, выделения сульфидов внутри кристаллов магнетита. При этом совершенно не отмечается какой-либо приуроченности включений к трещинкам, в том числе и к трещинам спайности, как это видно из приведенных микрофотографий (рис. 3; 4). Наиболее обычная форма сульфидных выделений — это эллипсоидальные или шаровидные образования. Однако при сильных увеличениях у некоторых из них выявляется тенденция к приобретению огранки (рис. 4). Ограничения сульфидных включений постоянно резкие, без признаков замещения минерала-хозяина. Состав их пирротиновый, халькопиритовый или двухфазный халькопирит-пирротиновый. Двухфазное строение сульфидного включения в магнетите показано на рис. 4.

Сульфидные капли чаще всего встречаются внутри магнетита, особенно магнетита, входящего в состав микродиоритов. Последние, как уже отмечалось, по внешнему виду и условиям нахождения при полевых работах нередко принимаются за экзоконтактовые образования. Наличие каплевидных сульфидных обособлений в магнетите указывает на их первично-магматическое происхождение.

Наиболее распространенные формы выделения пирита — прожилки вдоль трещин в породе и типичные метакристаллы. Гидротермальный способ отложения пирита не вызывает сомнений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате минераграфических исследований выявлен ильменит-магнетитовый состав рудных окисных минералов в породах Джениситинского тоналит-плагиогранитного массива в Центральной Монголии. Установлена двойственная генетическая природа сульфидной минерализации.

Ильмениты содержат тонкие пластинки гематита как продукты распада твердого раствора. Особенности состава и внутреннего строения ильменита указывают на близповерхностные условия формирования пород массива, так же как и на его слабый эрозионный срез. Этот вывод подтверждается особенностями химического состава порообразующего биотита тоналитов и широким распространением в пределах массива пород эндоконтактовой фации.

Сульфидные минералы (пирротин, халькопирит, пирит) значительно распространены. Они имеют гидротермальное и первично-магматическое происхождение. Присутствие каплевидных сульфидных обособлений в магнетите из своеобразных по внешнему виду эндоконтактовых пород подтверждает магматическую природу последних.

В заключение необходимо отметить, что здесь не ставилась цель дать полную характеристику рудных минералов всего массива. Слишком не-

большая коллекция образцов была в нашем распоряжении. Основная задача авторов — показать, что при минераграфическом изучении даже ограниченного каменного материала могут быть получены интересные дополнительные сведения о минеральном составе и условиях формирования магматических пород и их рудоносности. В частности, результаты изучения рудных минералов в тоналитах Джениситинского массива подтверждают магматический генезис всех слагающих его пород, близповерхностные условия формирования при высоком парциальном давлении кислорода и указывают на потенциальную рудоносность района на сульфидное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. — «XX Минералог. сборник», Львов, 1969, № 23, вып. 1, с. 5—8.
- Вахрушев В. А. Некоторые особенности распределения рудных акцессорных минералов в гранитах Тигерекского массива (Горный Алтай). — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 2, с. 458—460.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973. 124 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогенетическая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — «Геология рудных месторождений». 1974, т. 16, № 4, с. 3—17.
- Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 215, № 2, с. 446—449.

Б. ЦАМБЕЛ, Ю. МАЦЕК

Геологический институт Словацкой Академии наук, Братислава

ИЗУЧЕНИЕ СТЕКОЛ ПЛАВЛЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Примеры оптического изучения стекол плавленных изверженных пород ограничены, тогда как физические и оптические свойства природных стекол вулканических пород неоднократно изучались в прошлом и являются предметом исследований в настоящее время, особенно в строительной промышленности (перлиты, обсидианы, пемза). Измерение показателя преломления стекла плавленных плагиоклазов — один из старейших и самых точных оптических методов определения их состава, особенно успешно применяемых для изучения среднего состава зональных плагиоклазов. Принимая во внимание, что подготовка стекла и измерение его физических свойств не представляют больших затруднений и что показатель преломления, плотность и удельный коэффициент рефракции отражают химический состав минеральных веществ, можно полагать, что изучение стекол позволит получить важные корреляционные и классификационные сведения. Кроме того, таким способом можно получить первую информацию о химическом составе породы, что делает возможным контроль химического анализа при помощи совершенно независимого метода. Подобными проблемами, касающимися естественных и искусственных стекол, в прошлом занимались многие исследователи (Bannister, 1929; Mathews, 1954; Hubert, Rinehart, 1966; McKee, McKee, 1970; А. Г. Кузнецов, 1973; Dyda, Macek, 1973).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Количественный минеральный состав изученных гранитоидов определялся на линейном интеграционном столике. Минимальная измеряемая площадь отдельных образцов составляла 6 см², максимальная — 10 см².

Общая длина измеряемой линии зависела от зернистости образца и колебалась от 800 до 1100 мм. Идентификация порообразующих минералов проводилась на полированных шлифах и аншлифах с помощью травления и прокрашивания.

Химический силикатный анализ состава образцов выполнен инж. Э. Вальцелом из Геологического института САН; анализы были частично опубликованы в работе Л. Б. Таусона, Б. Цамбела, В. Д. Козлова и Л. Каменицкого (1974).

Образцы исследованных стекол были получены из анализированного материала. Петрографическое номенклатурное определение пород проводилось на основе количественного минерального состава образцов по классификации А. Штрекайзена, рекомендованной Международной комиссией для систематики и номенклатуры изверженных пород (Subcommission., 1973).

Стекло готовилось следующим образом. Проба весом около 1 кг подвергалась измельчению и последующему истиранию в агатовой ступе до 50 мкм. Из гомогенизированного, представляющего изучаемый образец порошка выжимался валик объемом приблизительно в 1 см³, который помещался в платиново-родиевую чашку. Плавление осуществлялось в супер-канталовой печи с рабочей температурой 1600°C и протекало в следующем режиме:

время нагревания от 20 до 1600°C	8 ч
время выдержки при 1600°C	2 ч
время остывания от 1600 до 20°C	10—15 мин

Выбранная температура плавления при содержании 6—8% Na₂O + K₂O позволяла получить однородный продукт, гомогенность которого после остывания контролировалась химически, чтобы исключить неоднородные стекла. Исходя из данных И. Ц. Раклиджа и др. (Rucklidge e. a., 1970), предполагалось, что химический состав полученного стекла не изменялся по сравнению с первоначальным. Это было подтверждено и контрольными определениями состава плагиоклазовых стекол при помощи метода атомной абсорбции, проведенными инж. Э. Мартины, а также рентгено-флюоресцентным анализом гранитоидных стекол, проведенным М. Вондровицем. Получены стекла светло-желто-коричневого (у разновидности более основного состава) цвета.

Показатель преломления измерялся иммерсионным методом при комнатной температуре с воспроизводимостью ±0,001. Плотность вычислялась на основе измеренного показателя преломления и удельного коэффициента рефракции окислов, входящих в сумму, по формуле $D = (n-1)/k$, где D — плотность; n — показатель преломления; k — удельный коэффициент рефракции.

Следует отметить, что подсчитанная величина плотности чрезвычайно чувствительна к точности химического анализа и является ее отражением; это значит, что могут возникнуть некоторые отличия между подсчитанной и реально определенной плотностью стекла. Данный вопрос в настоящее время изучается.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований приведены в табл. 1—3. Данные о химическом составе, показателе преломления и плотности стекол различных искусственных силикатных расплавов заимствованы из работы Ф. Банштера (1929) и использованы при составлении рис. 1.

Отдельные графики (см. рис. 1—10) отражают взаимоотношения между показателем преломления, плотностью, удельным коэффициентом

Таблица 1

Показатели преломления (n), плотности (D) и удельные коэффициенты рефракции (k) исследованных стекол образцов гранитоидов и искусственных смесей

№ обр.	n	D	k	№ обр.	n	D	k
1	1,486	2,35	0,2064	2	1,506	2,40	0,2107
3	1,504	2,42	0,2080	4	1,503	2,42	0,2070
5	1,503	2,41	0,2086	6	1,518	2,55	0,2028
7	1,499	2,37	0,2090	9	1,527	2,52	0,2086
10	1,487	2,35	0,2057	11	1,515	2,50	0,2055
12	1,549	2,55	0,2146	13	1,518	2,49	0,2074
14	1,517	2,48	0,2084	16	1,503	2,42	0,2076
18	1,507	2,46	0,2055	19	1,490	2,38	0,2046
20	1,510	2,46	0,2072	21	1,514	2,50	0,2050
22	1,998	2,42	0,2060	23	1,498	2,38	0,2090
24	1,521	2,44	0,2128	25	1,515	2,50	0,2059
29	1,573	—	—	30	1,513	2,42	0,2117
31	1,55	2,53	0,2194	32	1,498	2,42	0,2071
33	1,504	2,45	0,2054	34	1,511	2,44	0,2088
35	1,559	2,59	0,2158	36	1,520	2,51	0,2071
53	1,502	2,44	0,2055	54	1,493	2,40	0,2056
55	1,495	2,36	0,2097	57	1,997	2,42	0,2052
58	1,510	2,46	0,2070	59	1,506	2,43	0,2083
60	1,500	2,50	0,2000	61	1,495	2,40	0,2066
62	1,507	2,46	0,2066	63	1,516	2,43	0,2120
64	1,516	2,48	0,2088	65	1,514	2,50	0,2058
66	1,504	2,45	0,2057	67	1,520	2,36	0,220
P ₁	1,488			P ₂	1,528		
P ₃	1,576						

Примечание. 1 — гемеридный гранит, с. Гвилец; 2 — гранит, Хопок, Низкие Татры; 3, 4 — гранодиорит, долина Сопотница, с. Гронов, Н. Татры; 5 — гранодиорит, Штрбске Плесо, Высокие Татры; 6 — гранодиорит, силгский (вепориды), между с. Черный Валог и Гринева, Слов. Рудогорье; 7 — гранит, грончоский тип (вепориды), Камениста долина, Слов. Рудогорье; 9 — тоналит, у с. Янова Вес, массив Трибеч; 10 — гранит, с. Янова Вес, массив Трибеч; 11 — тоналит, карьер у с. Гармония в долине Каменного потока, М. Карпаты; 12 — тоналит, у с. Цайла, М. Карпаты; 13 — гранодиорит, с. Пила, долина Каменного потока, М. Карпаты; 14 — гранодиорит, у с. Пайла, Пайланска долина, М. Карпаты; 16 — гранодиорит, с. Юр у Братиславы — Нештих; 18 — гранодиорит, между с. Карлова Вес и Девин, М. Карпаты; 19 — гранодиорит, карьер с. Карлова Вес и Девин, Братислава; 20 — гранодиорит, карьер Ресслера, Братислава, М. Карпаты; 21 — гранодиорит, карьер Железна Студничка, Братислава; 22 — гранит (гемериды), с. Хижне, Гладоморна долина, массив Когут; 23 — гранодиорит-мигматит (вепориды), карьер у с. Добруч, долина Паленично; 24 — гранодиорит (тоналит), карьер у с. Матейкова; 25 — гранодиорит, Качия долина, В. Татры; 29 — кварцевый диорит, долина Гладового потока, Н. Татры; 29 — гранодиорит, вершина горы Дюмбьер, Н. Татры; 31 — тоналит, Глобока дорога, Братислава, М. Карпаты; 32 — гранит, ZGI-GM, ГДР; 33 — гранит, USGS-G-2, США; 34 — гранодиорит, USGS-GSP-1, США; 35 — диорит, ANRT-DR-N, Франция; 36 — тоналит, карьер у с. Гармония, М. Карпаты; 53 — гранодиорит, северо-восточнее с. Боринка, М. Карпаты; 54 — гранит, каменоломня в винограднике к югу от с. Юр у Братиславы, М. Карпаты; 55 — гранит, северо-восточнее с. Боринка, М. Карпаты; 57 — гранит, у с. Боринка, долина Пропадле, М. Карпаты; 58 — гранит, Янова долина у с. Пила, М. Карпаты; 59 — гранодиорит, карьер Ресслера, Братислава, М. Карпаты; 60 — гранит, к северу от с. Юр у Братиславы, М. Карпаты; 61 — гранит, с. Лямбах, М. Карпаты; 62 — гранит, северо-западнее с. Глиник (Лямбах); 63 — гранит юго-западнее с. Пила, М. Карпаты; 64 — гранодиорит, карьер у с. Гармония, М. Карпаты; 65 — гранодиорит, с. Пески, М. Карпаты; 66 — гранит, карьер Железна Студничка, Братислава, М. Карпаты; P₁ — альбит Ап₆, американский стандарт, искусственный; P₂ — синтетический андезит Ап₅₀; P₃ — синтетический анорит Ап₁₀₀.

рефракции, химическим составом, модалным составом и петрографической классификацией образцов.

Как уже отметили В. Х. Месюс (1951) и А. Г. Кузнецов (1973), между показателем преломления и содержанием SiO₂ в природных и искусственных стеклах эруптивных пород существует более или менее прямолинейная зависимость. Величины показателя преломления и содержания SiO₂ в стеклах гранитоидных пород Западных Карпат в целом подтверждают установленную ранее зависимость (рис. 1), хотя, как вытекает из графика, обнаруживается некоторый разброс точек по сравнению со стеклами искусственных смесей. Поэтому если изменение содержания SiO₂ в рамках искусственной малокомпонентной системы связано прямолинейной зависимостью с изменением значений показателя преломления, то в многокомпонентных гранитоидных стеклах такая прямолинейная зависимость несколько нарушается.

Таблица 2

Минеральный состав (%), величины Q , A , P классификации А. Штрекайзена и петрографическое номенклатурное название изученных образцов гранитоидов Западных Карпат

№ обр.	Кварц	КШС	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит и акцессорные минералы	Q	A	P	Номенклатура, по А. Штрекайзену, 1973 г.
1	45	25	15	2	13	53,0	62,5	37,5	Гранит
2	30	22	34	11	3	34,7	39,2	60,8	»
3	36	18	33	9	4	41,3	35,2	64,8	Гранит/гранодиорит
4	27	12	48	9	3	31,4	19,1	80,9	Гранодиорит
5	30	14	44	10	2	34,0	24,0	76,0	»
6	22	8	52	15	3	27,2	12,5	87,5	»
7	30	25	34	7	4 ^б	33,6	42,3	57,7	Гранит
9	32	—	46	18	4	41,5	—	100,0	Тоналит
10	36	26	30	4	4	40,0	45,7	54,3	Гранит
11	30	—	57	9	3 ^а	34,8	—	100,0	Тоналит
12	19	1	50	25	5	25,3	2,4	97,6	»
13	21	13	52	12	2	24,4	18,8	81,2	Гранодиорит
14	28	9	48	11	4	33,4	15,4	84,6	»
16	31	8	47	9	5	36,2	13,6	86,4	»
18	29	13	45	10	3	33,3	22,8	77,2	»
20	24	13	47	9	7	28,4	22,4	77,6	»
21	33	15	41	8	3	36,6	27,1	72,9	»
22	34	25	32	6	3	37,4	42,8	57,2	Гранит
23	31	15	33	8	7	36,6	27,7	72,3	Гранодиорит
24	25	6	53	14 ^в	2 ^г	30,0	10,0	90,0	Гранодиорит-тоналит
25	—	—	—	—	—	26,2	12,7	87,3	Гранодиорит
29	5	—	41	48	6	12	—	100,0	Кварцевый диорит
30	27	8	46	14	4	33,3	14,8	85,2	Гранодиорит
31	—	—	—	—	—	21,4	—	100,0	Тоналит
36	31	3	54	10	2	34,6	6,5	93,5	»

Примечание. а — амфибол + акцессории + рудные минералы (мусковит обнаружен в следах); б — амфибол + акцессории + рудные минералы (мусковит в образце не обнаружен); в — биотит + амфибол (без мусковита); г — акцессории + рудные минералы + пироксен (без мусковита).

Принимая во внимание, что в графике искусственных малокомпонентных смесей отсутствуют стекла смесей, содержащих окислы железа и магния, естественно предполагать, что в стеклах гранитоидных пород, содержащих биотит, непременно должно сказываться влияние этих компонентов. Поэтому наиболее возможной причиной отклонения точек стекол гранитов от идеальной, построенной для гранитов линии является содержание в гранитах биотита. Разброс точек на графиках соотношений содержания суммарного железа с n и D (см. рис. 3) стекол обусловлен, по-видимому, разными формами нахождения в гранитах железа, которое может быть составной частью акцессорных магнетита, пирита и т. д., а также связано в составе биотита, содержание которого непостоянно (о чем можно судить по изменению отношения Fe/Mg).

Отмеченные нарушения закономерностей оказывают влияние на соотношение n/SiO_2 в породе и таким образом усложняют возможность точного вычисления содержания SiO_2 на основе значений n или D стекол. Вместе с тем на рис. 1 и 2 отчетливо проявляется тенденция прямой зависимости между рассматриваемыми величинами. В целом на основе измерения показателя преломления возможно надежное определение содержания SiO_2 в естественных и искусственных стеклах горных пород.

Содержания других окислов в стеклах не проявляют достаточно определенных зависимостей, которые могли бы, подобно содержанию SiO_2 , лечь в основу определения концентраций этих окислов в породе (рис. 3, 4). Были составлены также и другие диаграммы, подтверждающие этот вывод и поэтому исключенные из рассмотрения (n/K_2O ; n/Na_2O ; n/CaO ; n/MgO и т. д.).

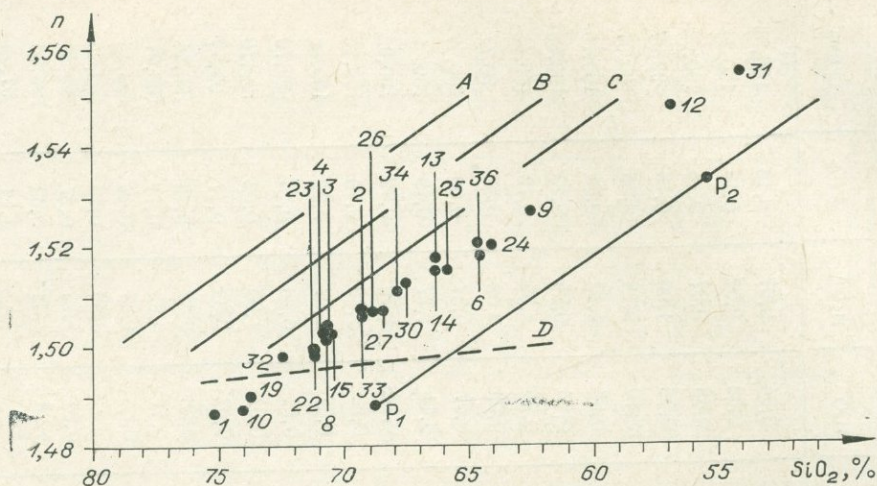


Рис. 1. Диаграмма соотношений показателя преломления и содержания SiO_2 в стеклах плавящихся гранитоидов Западных Карпат и силикатных соединений, по Ф. Банистеру (1929). Линии А, В, С, D строились по данным Ф. Банистера (1929).

А — система Na_2O , CaO , SiO_2 ; В — K_2O , Na_2O , CaO , SiO_2 ; С — K_2O , CaO , SiO_2 ; D — система K_2O , SiO_2 .

Плотность стекол обнаруживает менее тесную зависимость от их химизма, чем показатель преломления. В то же время сходные по составу породы характеризуются сходными соотношениями этих величин.

Особое внимание уделено корреляции показателя преломления с плотностью и удельным коэффициентом рефракции. Соотношения показателя преломления и плотности стекол гранитоидных пород Западных Карпат показывают (рис. 5, 6), что они очень чувствительны к изменениям химизма пород и, таким образом, к изменению их минерального состава. Так, на рис. 5 точки биотитовых гранодиоритов типа Модра и двуслюдяных гранитоидов братиславского типа области М. Карпат пространст-

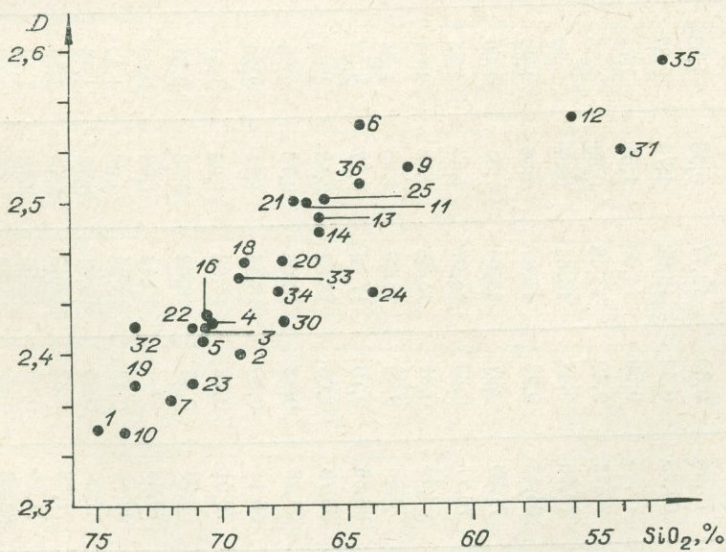


Рис. 2. Соотношение между плотностью изученных стекол и содержанием SiO_2 в стекле.

Химический состав изученных образцов гранитоидов Западных Карпат

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
1	75,04	0,30	12,77	0,58	1,53	0,08	0,23	0,78	3,68	4,46	0,04	0,67	0,16	100,33
2	69,25	0,42	13,82	1,72	2,87	0,10	1,40	2,47	3,78	3,28	0,08	0,92	0,13	100,24
3	70,58	0,36	14,30	1,51	1,73	0,09	0,89	1,95	4,10	3,46	0,03	0,87	0,15	100,02
4	70,72	0,40	14,45	0,89	1,85	0,06	0,92	1,91	4,10	3,52	0,02	1,00	0,13	99,97
5	70,66	0,44	14,64	0,97	2,09	0,01	0,84	2,82	4,00	2,58	0,10	0,76	0,06	99,97
6	64,53	0,75	14,87	4,06	1,92	0,11	1,69	3,70	4,46	2,60	0,03	1,13	0,31	100,16
7	71,98	0,37	12,84	1,81	1,90	0,12	0,60	2,09	3,38	4,32	0,03	0,94	0,12	100,50
8	70,77	0,33	14,07	1,43	1,85	0,07	0,67	2,10	3,62	3,52	0,08	1,84	0,10	100,45
9	62,44	0,81	15,88	2,12	2,94	0,13	2,12	4,12	4,66	2,12	0,09	2,02	0,32	99,77
10	73,95	0,25	13,23	1,05	1,34	0,07	0,39	1,12	3,94	4,40	0,07	0,57	0,09	100,47
11	66,66	0,70	17,04	0,37	2,38	0,05	1,90	1,76	5,08	2,40	0,11	1,77	0,19	100,41
12	56,78	1,06	16,87	2,59	4,26	0,15	5,20	6,20	3,77	1,99	0,13	1,30	0,32	100,62
13	66,26	0,62	16,06	0,78	2,38	0,05	1,27	3,52	5,36	2,60	0,22	1,18	0,16	100,46
14	66,14	0,80	18,14	1,11	2,20	0,06	1,09	3,53	3,68	1,80	0,27	1,07	0,22	100,11
16	70,51	0,22	14,68	1,26	1,51	0,07	1,02	2,56	4,21	2,85	0,01	0,66	0,14	99,70
18	69,09	0,45	16,02	0,58	2,31	0,08	0,97	2,44	3,48	3,65	0,01	1,00	0,02	100,10
19	73,68	—	14,12	1,03	0,44	0,03	0,33	1,56	4,23	3,60	0,02	0,62	0,17	99,83
20	67,79	0,43	16,68	0,68	1,92	0,04	1,90	2,64	4,40	3,14	0,08	0,62	0,12	100,44
21	67,00	0,25	16,81	0,73	1,15	0,03	1,27	3,52	5,48	3,02	0,11	0,83	0,11	100,31
22	71,08	0,32	13,18	1,19	1,46	0,08	0,71	2,30	4,36	3,70	0,08	1,23	0,14	100,45
23	71,16	0,35	13,53	2,78	1,18	0,06	0,68	2,38	4,10	3,28	—	0,89	0,10	100,49
24	63,96	0,92	15,58	2,66	3,30	0,09	1,88	3,21	4,20	2,60	0,04	1,15	0,27	99,89
25	65,88	0,69	15,72	1,77	1,51	0,07	2,14	3,03	3,72	1,93	1,26	2,32	0,62	100,66
29	51,70	1,03	13,31	2,47	5,74	0,18	9,75	7,82	2,40	2,14	—	—	1,11	97,65
30	67,71	0,49	15,14	0,03	4,42	0,09	2,00	2,27	3,37	2,95	0,10	0,63	0,46	99,66

31	54,00	0,26	21,05	0,45	2,79	0,83	8,41	6,72	3,52	1,87	0,05	0,10	0,05	100,10
36	64,53	0,70	16,80	1,55	1,95	0,04	1,90	3,52	4,90	2,72	0,17	1,46	0,19	100,43
32	71,50	0,22	13,44	0,96	0,83	0,03	0,29	1,28	4,13	5,06	—	—	—	97,74
33	69,19	0,51	15,34	1,08	1,44	0,03	0,78	1,98	4,15	4,51	—	—	—	99,01
34	67,78	0,53	15,11	1,77	2,30	0,04	0,95	2,03	2,88	5,48	—	—	—	98,87
35	52,74	1,10	17,53	9,66	Сл.	0,22	4,53	6,96	3,03	1,65	—	—	—	97,42
53	70,40	0,06	15,24	1,70	1,23	0,67	0,65	2,45	2,90	3,73	0,21	0,53	0,16	99,93
54	73,02	0,16	16,04	Сл.	1,66	0,03	0,52	1,84	3,48	2,08	0,11	0,69	0,20	99,83
55	72,71	0,12	14,36	0,74	1,76	0,07	0,89	2,28	4,92	2,40	0,27	0,09	0,27	100,88
57	72,00	0,06	14,98	1,30	0,28	0,02	1,22	2,09	4,75	3,29	0,05	0,27	0,31	100,62
58	68,14	0,65	15,69	0,13	2,97	0,09	1,40	2,15	3,60	3,58	0,17	1,54	0,14	100,25
59	69,78	0,07	14,98	1,75	0,80	0,15	1,07	3,58	5,32	2,28	0,20	0,28	0,18	100,44
60	70,93	0,25	17,43	Сл.	1,70	0,03	0,72	1,86	3,76	2,12	0,11	0,82	0,25	99,98
61	72,74	0,10	13,45	1,57	1,29	0,05	0,60	1,39	2,60	5,40	0,26	0,62	0,29	100,36
62	69,20	0,37	15,94	1,19	2,18	0,02	1,09	2,19	3,31	1,64	0,02	1,29	0,17	98,61
63	66,17	0,40	17,46	0,42	3,05	0,06	1,38	3,42	5,59	2,13	0,07	0,70	0,10	100,95
64	66,18	0,12	16,25	1,51	2,36	0,02	1,73	4,25	4,30	2,58	0,45	0,50	0,02	100,27
65	66,91	0,73	16,60	0,80	2,19	0,06	1,79	3,10	3,98	1,84	0,09	1,39	0,13	99,61
66	70,10	0,14	13,94	1,20	0,75	0,01	3,20	3,45	4,73	1,42	0,52	0,27	0,39	100,12
67	65,05	0,72	16,59	0,44	3,76	0,08	1,85	2,92	3,84	3,20	0,08	1,13	0,20	99,86
P ₁	68,80	—	19,4	—	—	—	—	—	—	11,8	—	—	—	100,00
P ₂	55,7	—	28,3	—	—	—	—	40,3	5,7	—	—	—	—	100,00
P ₃	43,28	—	36,62	—	—	—	—	20,10	—	—	—	—	—	100,00

Примечание. Обр. 1—7, 9, 10, 16, 18—24—из коллекции Б. Цамбела и Л. Каменицкого, анализировались инж. Э. Вальцелом, частично опубликованы в работе Л. В. Таусона, Б. Цамбела и др. (1974). Обр. 11—14 были предоставлены И. Веселским, анализировались инж. Э. Вальцелом. Обр. 25 — из работы А. Горена (1959). Обр. 29, 30 — из работы И. Каутена (1930, 1931). Обр. 32—35 представляют международные стандарты гранитоидных пород. Обр. 31, 53—55, 57—67—из работы Б. Цамбела, И. Валаха (1956). Обр. P₁, P₂, P₃ — стекла из смесей, соответствующих искусственному плагиоклазу.

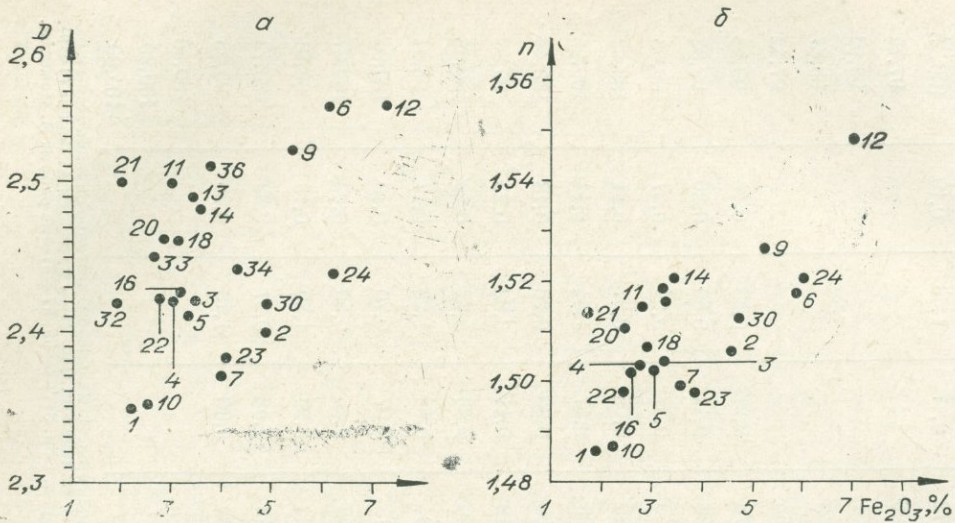


Рис. 3. Соотношения между плотностью (а) и показателем преломления (б) стекол гранитоидов Западных Карпат с общим содержанием Fe_2O_3 в стекле.

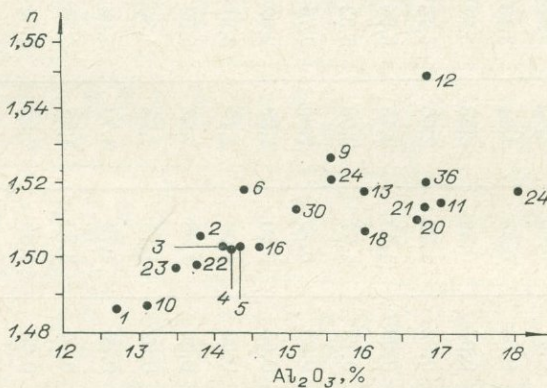


Рис. 4. Соотношение между показателем преломления и содержанием Al_2O_3 в стеклах.

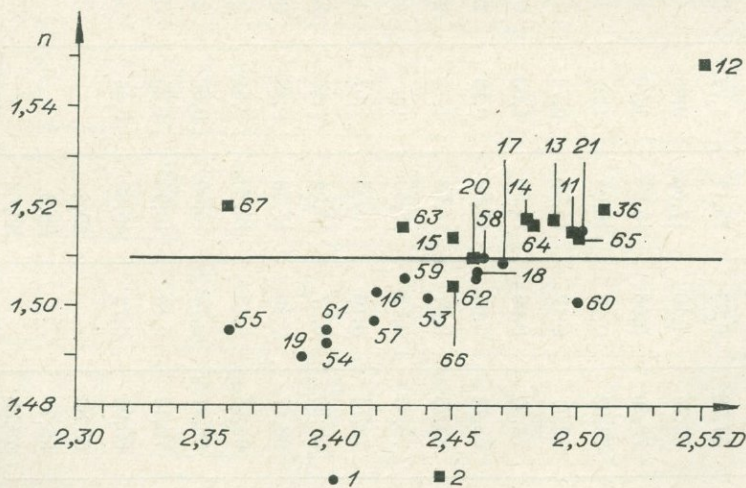


Рис. 5. Соотношение между показателем преломления и плотностью стекол гранитоидов Западных Карпат. Массивы: 1 — Братиславский; 2 — Модранский.

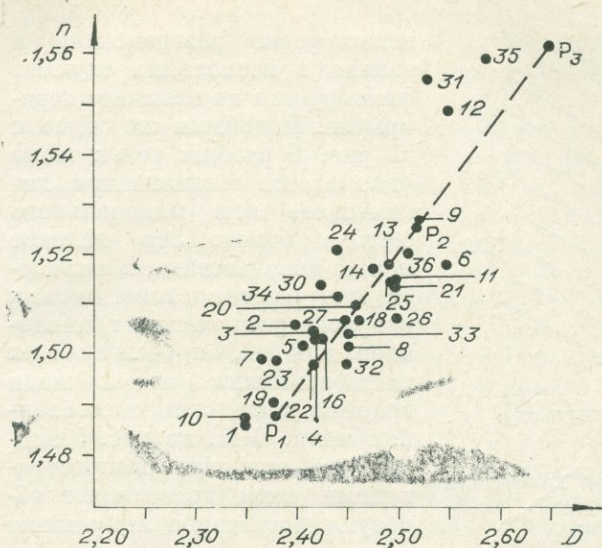


Рис. 6. Соотношение между показателем преломления и плотностью стекол гранитоидов Западных Карпат. Пунктирная линия характеризует стекла плагиоклазов от альбита до анортита.

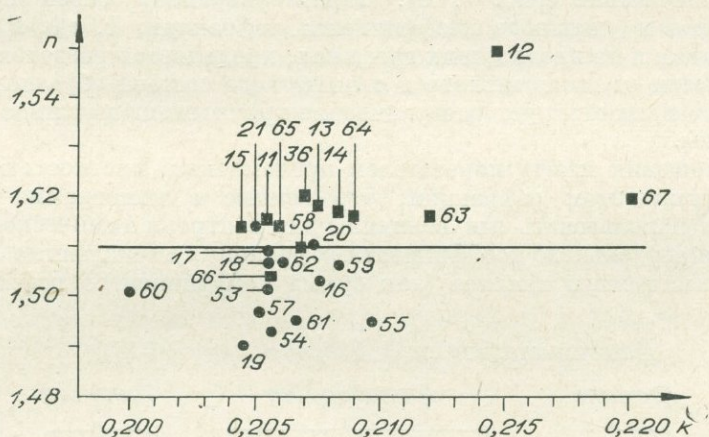


Рис. 7. Соотношение между показателем преломления и удельным коэффициентом рефракции стекол гранитоидов Западных Карпат (массивы Братиславский и Модранский, см. рис. 5).

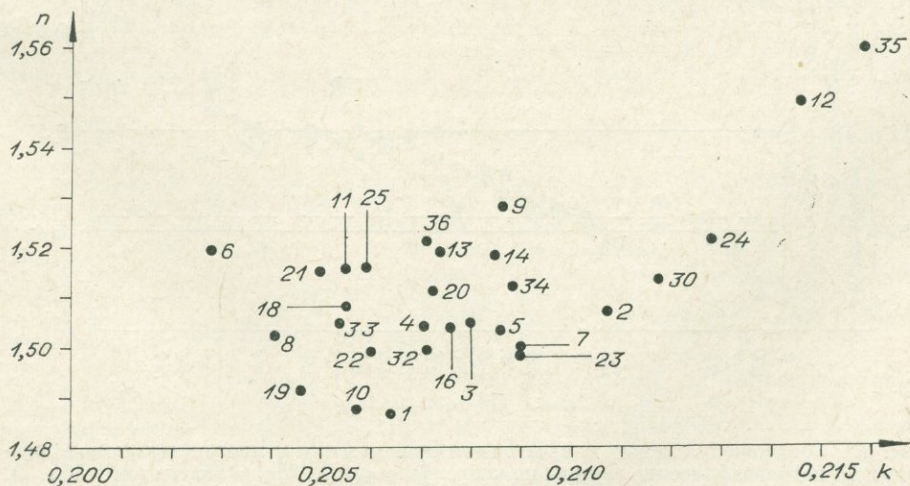


Рис. 8. Соотношение между показателем преломления и удельным коэффициентом рефракции стекол плавленых гранитоидов Западных Карпат.

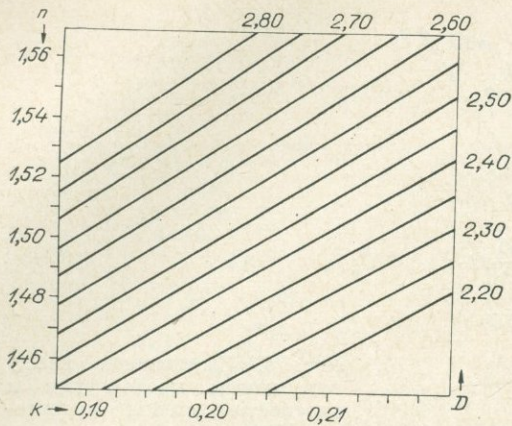


Рис. 9. Номограмма зависимости показателя преломления, плотности и удельного коэффициента рефракции.

венно резко разграничены и только в нескольких случаях фиксируется их взаимное перекрытие. Подобным же образом на рис. 6 разброс точек тесно увязывается с изменением химического или минерального состава пород. Это явление можно использовать, в частности, для решения генетических вопросов расчленения гранитоидов, так как определенные их типы занимают на площади графика достаточно обособленные поля. Так, из рис. 5 видно, что наиболее распространенные типы гранитоидов образуют достаточно компактное поле.

На диаграммах (рис. 7, 8), характеризующих связь показателя преломления и удельного коэффициента рефракции, k , где $k = (n-1)/D$, так же как и на предыдущих графиках, проявляется разделение стекол в зависимости от минерального и химического состава образцов. Например, рис. 7 иллюстрирует разграничение гранитоидов массивов Модры и Братиславы.

Соотношения между показателем преломления, плотностью и удельным коэффициентом рефракции, отраженные в номограмме (рис. 9), позволяют использовать эти величины для контроля химического анализа. Значения удельного коэффициента рефракции, вычисленные на основе данных химического анализа (как сумма коэффициентов рефракции от-

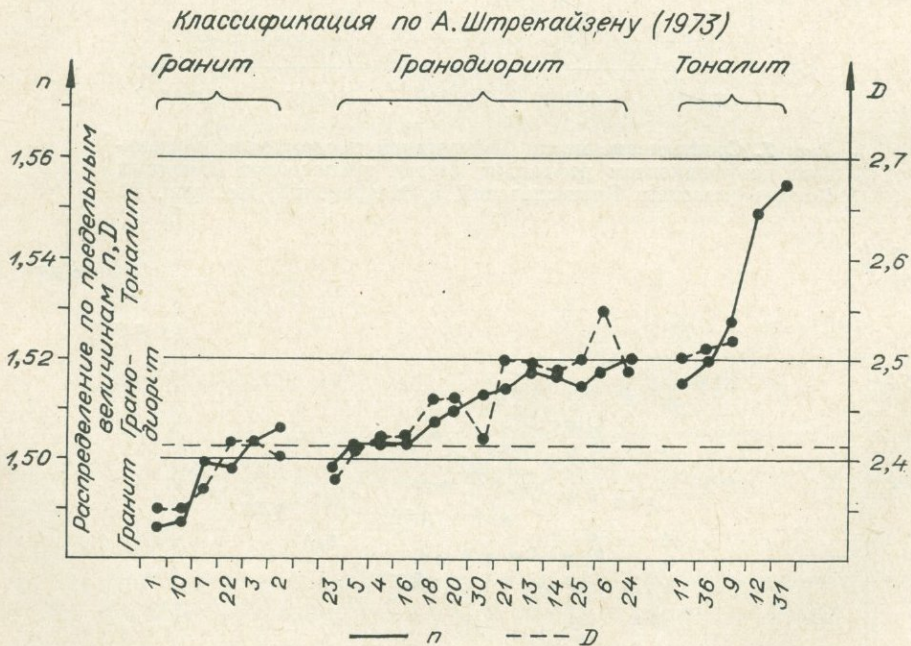


Рис. 10. Соотношение между показателями преломления и плотностью пород, разбитых на петрографические группы по классификации А. Штрекайзена (см. табл. 2). В пределах отдельных групп образцы расположены в соответствии со снижением содержания SiO_2 .

дельных окислов), должны совпадать со значениями коэффициента, определенными на основе измерения показателей преломления и плотности. При возникновении значительных расхождений можно предполагать ошибку либо в химическом анализе, либо в измерении оптических и физических величин стекла.

Сопоставление физических и оптических характеристик стекол плавленых гранитоидов Западных Карпат с данными их петрографического состава приведено на диаграмме (рис. 10). Поскольку величины показателя преломления и плотности стекол являются функциями состава отдельных породообразующих минералов и тем самым химического состава породы в целом, количественная минералогическая характеристика пород должна увязываться с выбранными соответствующим образом пределами величин показателя преломления и плотности образцов. Петрографическое подразделение образцов гранитоидов Западных Карпат на номенклатурные разновидности произведено в соответствии с классификацией А. Штрекайзена (1967), рекомендованной к применению Международной комиссией (Subcommission., 1973). Как следует из рис. 10, основные номенклатурные группы гранитоидов, по классификации А. Штрекайзена, характеризуются определенными величинами показателя преломления и плотности стекол. Дальнейшее изучение этой проблемы может привести к разработке эффективного нового метода изучения химического и минерального состава горных пород.

В заключение следует отметить, что предлагаемая вниманию читателей работа не является законченным исследованием. Тем не менее полученные предварительные результаты иллюстрируют возможность использования исследований подобного типа в геохимии и петрологии.

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов А. Г. Опыт определения содержания SiO_2 в вулканических породах Осети по показателю преломления искусственных стекол.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 3, с. 131—135.

Тайсон Л. В., Цамбел Б., Козлов В. Д., Каменицкий Л. Предварительное сравнение оловосных гранитов Восточного Забайкалья, Крушных гор (Чешский массив) и Спизско-Гемерского рудогорья (Западные Карпаты).— «Geol. zborn. Slov. akad. vied», 1974, v. XXV, № 1, s. 1—24.

Bannister F. In: Winchell A. M., Winchell H. The Microscopic Characters of Artificial Solid Substances. Acad. Press. London, 1965.

Cambel B., Valach J. Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia.— «Geol. práce», 1956, zošit 42, s. 113—268.

Dyda M., Macek J. Rock glasses of fused Lesser Carpathian granitoid.— «Geol. zborn. Slov. akad. vied», 1973, v. 24, N 1, c. 191—195.

Gorek A. Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier.— «Geol. zborn. Slov. akad. vied», 1959, v. X, 1, c. 13—38.

Hubert V. K., Rinehart C. D. Some relationships between the refractive index of fused glass beads and petrologic affinity of volcanic rock suits.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1966, v. 77, p. 101—110.

Koutek J. Geologické studie na severozápade Nizkých Tater.— «Geol. práce», 1931, zošit 42, s. 113—268.

Mathews W. H. A useful method for determining approximate composition of fine grained igneous rocks.— «Amer. Min.», 1951, v. 36, p. 92—101.

McKee B., McKee P. Refractive index data for fused glass from basalt of Columbia Plateau.— «Proc. 2-nd Columbia River Basalt Symp.», 1970, p. 39—49.

Rucklidge J. C., Gibb F. G. F., Fawcett J. J., Gasparini E. L. Rapid rock analysis by electron probe.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 34, p. 243—247.

Strecheisen A. Classification and nomenclature of igneous rocks.— «Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abh.», 1967, Bd. 107.

Yeselsky J. Geochémia a mineralógia akcesorických minerálov granitoidných hornin M. Karpat Kardidatur—Arbeit, Katedra geochemie UK, Bratislava, 1970.

Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks: Classification and Nomenclature Recommended by the IUGS. Geotimes, Oct. 1973.

II. ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н. А. ШИЛО

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВНЦ АН СССР, Магадан*

К ПРОБЛЕМЕ СИСТЕМАТИКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время золоторудные месторождения рассматриваются в качестве производных магматической деятельности; считается, что за образование их отдельных типов ответственны различные интрузивные и эффузивные комплексы. Несмотря на длительную историю исследования проблемы, мы, в сущности, по-прежнему оперируем теми же категориями, что и 50 лет назад: взгляды большинства специалистов, изучающих геологию золота, за это время практически существенно не изменились. Даже фрагментарный обзор подходов к решению общих и частных ее вопросов подтверждает высказанную мысль. В самом деле, целиком вся проблема связи золотой минерализации (как она теперь излагается в геологической литературе) с гранитоидными батолитами или «специализированными» магматическими образованиями не дает прежде всего удовлетворительного решения генетических вопросов.

Трудности в полном объеме обнажаются, если проанализировать имеющийся фактический материал о миграционной способности золота и многообразные и сложные взаимодействия его с другими элементами. Этот анализ нередко выявляет невероятную оторванность золотой минерализации вообще от магматических пород. Вместе с тем обнаруживается ее присутствие в одних случаях в структурах, характеризующихся активной вулканической деятельностью, в других — там, где развивается плутоническая фаза магматизма, и нередко в толщах, подвергавшихся региональному прогрессивному и регрессивному метаморфизму. Подобное разнообразие обстановок, в которых формируются месторождения золота, указывает на наличие более общих закономерностей их образования, каким-то образом сопряженных с тектоно-магматической эволюцией различных сегментов земной коры, с дифференциацией в ней мантийного вещества. Известно замечание С. С. Смирнова (1955) о том, что «связи между рудами и тесно ассоциированными с ними в пространстве и времени магматическими породами не являются столь непосредственными, как это представлялось ранее» (с. 238). Отчасти уже поэтому понятна причина неудач в решении вопросов генетической связи золотой минерализации с конкретными, например натровыми, интрузиями или сериями вулcano-плутонических ассоциаций по их только лишь пространственной близости или временной сопряженности. Многие при этом забывают, что пространственно-временной фактор не определяет генетического родства любой совокупности геологических явлений и, в частности, таких, как образование рудного месторождения и массива изверженных пород, хотя и не опровергает существующей общей причинной связи между магматизмом и рудообразованием.

Если рассматривать плутонический, гипабиссальный и эффузивный магматизм как частные звенья единого и сложного тектоно-магматического процесса, на одном из этапов развития которого проявляются региональ-

ный метаморфизм, метасоматоз и рудообразование, то станет очевидным несовершенство самой постановки (не говоря уже о ее разрешении) проблемы генетической связи золотого оруденения со «специализированными» интрузиями, батолитами гранитов или отдельными сериями вулканических пород и т. д. Если к этому добавить, с одной стороны, наши слишком схематичные представления о механизме формирования плутонов, малых интрузий и вулканитов, а с другой — свойства золота, позволяющие ему проявляться в различных геологических ситуациях, то можно увидеть, насколько несовершенна основа современной геологии золота.

Не случайно, например, Ю. А. Билибин при решении задачи связи золотого оруденения, скажем Колымского района или Алдана, с конкретными сериями присутствующих там пород получал в разное время прямо противоположные данные. Действительно, можно ли говорить однозначно, как это делает М. Б. Бородаевская (1955, с. 112, 113), о генетической связи месторождений золота с дайками Северо-Востока СССР (где, кстати сказать, Ю. А. Билибин видел лишь признаки парагенетического родства), если до сих пор не получено убедительных данных о месте малых интрузий в тектоно-магматической истории Яно-Колымской системы?

Вся сложность проблемы стала еще более очевидной после того, как в этом районе была установлена многоэтапность формирования малых интрузий (Апельцин, 1958, с. 75), среди которых выделено шесть возрастных формаций и только две из них — наиболее ранние — отнесены к до-батолитовым, которым и теперь еще многие исследователи приписывают золотое оруденение. Но эти формации малых интрузий, как выяснилось, по составу пород повторяют основную линию магматической эволюции, свойственную толщам вулканогенных образований верхнеюрского комплекса (оксфордкимеридж), и по многим чертам петрографии и химизма весьма близки к ним, особенно к развитым среди них субвулканическим телам. О таких породах еще Ф. К. Шипулин в полемике с М. Б. Бородаевской обоснованно говорил, что их нельзя относить вообще к семейству малых интрузий, так как «в геологическом отношении эти интрузии не являются самостоятельными, а генетически, пространственно, во времени, в отношении состава и металлогенических особенностей тесно связаны с эффузивами и образуют с ними одно целое» (1955, с. 184).

В Колымском районе вторая формация добатолитовых даек имеет много общего «с небольшими интрузивными плутоническими породами, обладающими рядом геологических и петрографических признаков гипабиссальных образований и относящихся к ранним этапам верхнеюрского интрузивного магматизма в пределах Яно-Колымской интрагеосинклинали» (Апельцин, 1958, с. 99).

Остальные четыре формации, ранее из-за недостатка данных относившиеся Ю. А. Билибиным к добатолитовым, даже если встать на его точку зрения, тоже не решают проблемы. Особенно теперь, когда рядом исследователей показана чрезвычайная растянутость во времени (10—20 млн. лет и более) формирования интрузий колымских гранитоидов, выяснение связи с ними золотой минерализации вообще становится непреодолимым. В самом деле, в каком отрезке такого длительного времени на дайки могла наложиться золотая минерализация и каким фазам интрузивной деятельности она обязана? Теперь ответить на данный вопрос невозможно.

Подробно на этом следует остановиться только потому, что схема генетического родства золотой минерализации с малыми интрузиями, в свое время вытеснив, хотя и не полностью, батолитическую концепцию Эммонса—Ферсмана, оказалась наиболее живучей и по трафарету повторяется в сотнях статей. Вот один из примеров. В. Г. Моисеенко (Щека и др., 1971), изучая золотоносность даек Селемджинского района, пришел буквально к следующему выводу: «В Селемджинском районе несмотря на пострудный характер даек порфириров и штоков диоритового ряда устанавливается, помимо тесных пространственных отношений, четкая геохими-

ческая взаимосвязь малых интрузий и золотого оруденения» (с. 136). Вряд ли кто-либо может себе представить геохимическую связь рудной минерализации с послерудными магматическими породами.

Как известно, С. С. Смирнов, критиковавший концепцию Ю. А. Библина о связи оруденения с малыми интрузиями, противопоставил ей идею о специализированных интрузиях. Она нашла большое число сторонников, до сих пор придерживающихся взглядов о магматическом очаге, содержащем необходимый для образования рудных месторождений спектр элементов. Однако известно, что эта теория специализированных магм не выдержала проверки на практике и умерла, хотя различные ее варианты еще защищаются магматистами и нередко геохимиками, которые теперь часто «специализируют» интрузии путем заимствования рудного вещества из вмещающих пород. Такой точки зрения, как известно, придерживался Ф. Н. Шахов, видевший даже саму причину противоречий в недоучете того, что «состав магматических расплавов наследует содержание пород, за счет которых он возник» (1964, с. 153). По его мнению, «нельзя не учитывать, что осадочные породы и эффузивы района могут быть отдаленными источниками золота в гранитоидной магме и отходящих от нее растворах» (там же, с. 153).

Хотя специализация магмы в последнее время и стала рассматриваться с металлогенических позиций, тем не менее это не устранило недостатки концепции. С ними в свое время столкнулся А. Г. Бетехтин (1953, с. 481), а совсем недавно повторила прежние ошибки Е. А. Радкевич (1973). Она пишет, что «ближайшие к океану зоны Северо- и Южно-Американских Кордильер представляют полициклические эвгеосинклинали с неоднократно повторением основного и среднего вулканизма, что предопределяет унаследованный фемический (или сиало-фемический) профиль минерализации с развитием разновозрастных (от палеозойских до третичных) месторождений меди и золота — местами вольфрама и молибдена» (с. 56). При этом она считает «главным отличием азиатской ветви от американской. . . подчеркнуто сиалический профиль минерализации (олово), что определяется широким развитием кислых гранитоидов корового происхождения» (с. 57). Здесь Е. А. Радкевич рассматривает проблему с учетом общих геологических позиций, но тем не менее по-прежнему отдается дань специализированным магмам, что и привело к исключению золота из советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. И это несмотря на чрезвычайную выразительность концентраций его месторождений в самых различных структурах палеозоя, мезозоя и кайнозоя, принадлежащих жестким массивам дорифейской консолидации, мио- и эвгеосинклиналям и вулканогенным поясам.

Специалисты давно уже подметили, что золоторудные месторождения при всем их разнообразии прежде всего несут отчетливые черты или глубинности, или близповерхностного образования. Вместе с тем золотая минерализация, как и различные магматические комплексы, локализуется или ограничивается определенными тектоническими структурами, но их связь представляется лишь в общей форме и никогда не дает конкретных материалов для доказательств генетического родства тех и других.

Рудные месторождения в этих зонах, несмотря на морфологические, структурные и минералогические различия, сопровождаются то обширными, то локальными проявлениями метаморфизма. Их глубинные или близповерхностные условия образования почти всегда распознаются, с одной стороны, благодаря интрузивным (плутоническим) процессам или резким проявлениям регионального прогрессивного и регрессивного метаморфизма, а с другой — по вулканической деятельности и интенсивному гидротермальному метаморфизму. Именно в этом смысле они хорошо коррелируются с соответствующими тектоно-магматическими зонами. По этому достаточно устойчивому и ярко проявляющемуся признаку можно выделять три группы золоторудных месторождений, в сущности представляю-

щие собой естественные ассоциации рудных формаций: метаморфогенные, плутоногенные и вулканогенные. Месторождения метаморфогенных формаций чаще всего совершенно лишены какой бы то ни было связи с изверженными породами, но, как правило, располагаются в зонах регионального глубинного метаморфизма. В полях развития плутоногенных формаций обычно широко представлены интрузивные образования плутонической фации, нередко сопровождаемые мезозональными малыми интрузиями. Вулканогенные формации золоторудных месторождений почти всегда присутствуют в поясах и полях орогенного вулканизма и отличаются от всех остальных чертами близповерхностного образования.

Каждая из названных групп золоторудных месторождений имеет свой набор формаций, которые различаются по морфологии, минеральному составу, химизму, температурным условиям рудоотложения и пр. Вместе с тем они имеют и общие признаки, позволяющие метаморфогенные, плутоногенные и вулканогенные формации рассматривать в едином ряду, где в качестве классификационного признака могут быть использованы жильный и рудный минеральные комплексы; их образование тесно связано с тектоно-магматическими условиями, которые, меняясь в тех или иных зонах, оказываются решающими в формировании специфических черт месторождений.

Известно, что до сих пор в систематике рудных месторождений золота широко используются признаки самого различного характера (температура образования минералов, предполагаемая связь с магматизмом, состав руд и др.). Например, в одних случаях выделение формаций основывается на комплексе жильных минералов (золото-кварцевая, золото-баритовая и другие формации), нередко к числу главных аргументов выделения золоторудных формаций относится рудная минеральная ассоциация (золото-сульфидная, золото-шешелитовая и др.). Наряду с этим довольно широко распространена классификация, основанная на присутствии в рудах тех или иных металлов (золото-серебряная, золото-редкометаллическая, золото-теллуровая и др.). Большинство же работ, посвященных формационному анализу золоторудных месторождений, выполнено с учетом всех этих и многих других признаков. Существующую в данном вопросе путаницу хорошо отразил И. Г. Магакьян (1974). Он выделил четыре формации: золото-арсенопиритовую, золото-полиметаллическую, золото-серебряную и золотоносных конгломератов и кварцитов, к тому же к золото-полиметаллической формации отнес месторождения «бассейнов Яны, Колымы, Инди-гирки. . .» (с. 268). Дальше, как говорится, идти некуда.

Таким образом, рудные формации характеризуются то с геохимической позиции, то с минералогической, то с учетом собственно рудного комплекса, отчего, разумеется, коррелятивные их признаки практически теряют свое значение. А классификации, построенные на неравнозначных признаках, скорее представляют собой агломерат, а не систему генетически связанных между собой членов ряда.

Выделенные три группы формаций, как указано выше, распределяются по принадлежности к соответствующему тектоно-магматическому комплексу. Разделение же их на формации основывается на изменении жильной ассоциации минералов золоторудных месторождений и металлности последних. Этот минералого-геохимический признак представляется доминантным, от формации к формации он заметно меняется в соответствии с эволюцией рудообразующего процесса.

Систематизируя с учетом этого золоторудные месторождения, можно расположить их в следующий ряд формаций.

1. М е т а м о р ф о г е н н ы е ф о р м а ц и и.

- а) гидротермально-метаморфогенные:
 - золото-кварцевая,
 - золото-сульфидная;

- б) метаморфические:
золото-урансодержащие конгломераты,
золото-сульфидная.

II. Плутоногенные формации

- а) плутоногенно-магматические:
золото-пентландит-пирротиновая,
золото-пентландит-халькопиритовая;
- б) плутоногенно-гидротермальные:
золото-кварцевая,
золото-альбитовая,
золото-анальцимовая,
золото-турмалиновая,
золото-форстерит-эпидотовая,
золото-гранат-везувиановая,
золото-волластонит-магнетитовая,
золото-магнетитовая,
золото-сульфидная,
золото-баритовая.

III. Вулканогенные формации:

золото-серебряная кварцевая,
золото-серебряная адуляровая,
золото-серебряная хлоритовая,
золото-серебряная родонитовая,
золото-серебряная родохрозитовая,
золото-сурьмяная кварцевая,
золото-теллуровая кварцевая,
золото-сульфидная.

Для полного понимания формационных признаков всех членов приведенного ряда, по-видимому, следовало бы построить модель рудообразующего процесса, опирающуюся на геохимические свойства элементов, оказывающих решающее воздействие на образование минералов, присутствующих в выделенных золоторудных формациях. Появление в них той или иной минеральной ассоциации в значительной степени зависит от кислотности-щелочности, ионности-ковалентности и термодинамических характеристик минералов. Однако в настоящее время по вполне понятным причинам создать такую модель не представляется возможным, поэтому ограничимся лишь общим анализом особенностей формаций.

В каждой группе приведенного ряда присутствует золото-кварцевая формация, — следовательно, она образуется в зонах развития регионального метаморфизма и гидротермального процесса как в плутоногенных, так и в вулканогенных условиях. Это указывает, прежде всего, на тесную геохимическую связь золота с кремнием, к сожалению еще недостаточно расшифрованную. Как известно, кремний, являясь элементом четвертой группы второго периода, занимает промежуточное положение между металлоидом, углеродом и металлами четвертой группы. Он обладает большой склонностью к соединениям с электроотрицательными элементами и группами. Вспомним, что золото отличается наиболее высокой для металлов электроотрицательностью. При валентности, равной четырем, кремний имеет координационное число шесть. Его удивительные свойства (в его присутствии резко возрастает растворимость некоторых металлов, а золото проявляет каталитические свойства и т. д.) позволяют ему образовывать самые разнообразные соединения. Однако при этом нужно обязательно помнить резко повышенную сорбцию золота кварцем (до 60%) при $pH=2$ и наблюдающуюся поразительно устойчивую последовательность кристаллизации: кварц — ранние сульфиды — золото — поздние сульфиды — золото, что позволяет думать о различии между процессами образования кварцевых тел (жил) и отложения в них самого золота. Золото-кварцевые

формации метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной групп различаются между собой в первую очередь по характеру жильного кварца: особенности его широко известны и нет смысла на них останавливаться.

В выделенных группах присутствует также золото-сульфидная формация; по минералогическому составу она существенно меняется от метаморфогенных к вулканогенным формациям. Так, метаморфогенная золото-сульфидная формация содержит пирит и пирротин, в некоторых случаях арсенопирит. Ионная плотность рудных элементов золотой ассоциации, изменяющаяся в сторону понижения от амфиболитовой фации до зеленосланцевой, хорошо отражает и пространственную зональность метаморфизма. Таким образом, проявляется родство этих двух процессов. Плутоногенная же формация, непосредственно возникающая в магматическом очаге, кроме пирротина характеризуется еще пентландитом и халькопиритом, а образующаяся в гидротермальных условиях отличается широким развитием арсенопирита, иногда пирита, к которым почти всегда присоединяются галенит, джемсонит, стибнит, сфалерит и др.

Вулканогенная золото-сульфидная формация содержит более широкий спектр сульфидов, среди которых заметное место принадлежит полиметаллическим (сфалерит, галенит, халькопирит, станнин, киноварь и др.), пириту и сульфосолям. В связи с этим можно говорить о сере, которая при формировании этой формации играет комплексобразующую роль в рудном процессе на всех его уровнях: от метаморфогенных и магматических до гидротермальных плутоногенных и вулканогенных. Здесь она также, по-видимому, выступает в роли элемента, определяющего и термодинамический потенциал. По мере развития рудообразующего процесса отношение серы к металлам меняется: вначале она образует сульфиды железа, затем никеля, меди, а потом свинца, цинка, олова, ртути и т. д. Доказано, что сульфиды ранней стадии формирования золото-сульфидной формации обогащены минералами с высокими значениями электродных потенциалов, способствующих более полному осаждению золота; они образуют естественный электрохимический ряд напряжений (Сахарова, 1968), не деформирующийся с изменением концентрации раствора. В плутоногенной гидротермальной группе появляется золото-турмалиновая формация, в которой место серы занимает бор.

В выделенных формациях любопытна картина изменения натрия и калия. В группе метаморфогенных формаций калий вообще отсутствует, а накопление натрия не играет большой роли и он не оказывает влияния на образование существенно натровых минералов. В плутоногенных формациях натрия, напротив, имеет настолько большое значение, что здесь выделяются существенно натрийсодержащие формации: золото-альбитовая и золото-анальцимовая. В них этот элемент как бы вытесняет кремний и, несомненно, играет важную геохимическую роль не только как щелочной элемент. По мере перехода к вулканогенной группе золоторудных формаций количество натрия убывает, а калия, наоборот, возрастает, что и позволяет выделять золото-серебряную адуляровую формацию. Здесь калий, по-видимому, выполняет соответствующую геохимическую функцию щелочного элемента, почти полностью замещая натрий. Имеется достаточно оснований утверждать, что эти элементы, принимая участие то в образовании, то в разрушении сложных золото-серебросодержащих комплексов, в том числе, очевидно, и металлоорганосилоксанов как промежуточных продуктов рудного процесса, играют большую роль в переносе золота от места его мобилизации в зону концентрации. Общеизвестны факты присутствия во включениях жильного кварца из золоторудных месторождений хлористых соединений натрия и калия, которые следует рассматривать как продукт сложных химических взаимодействий жильного и рудного комплекса элементов.

Кальций и магний существенное значение имеют в группе плутоногенно-гидротермальных формаций и, в частности, в тех из них, которые воз-

никают при наложении рудной минерализации на скарновые породы — это золото-форстерит-эпидотовая и золото-гранат-везувиановая формации. Кальций также играет некоторую роль и в образовании вулканогенных формаций, проявляясь местами в виде кальцита и родонита.

Железо в различных формациях проявляет себя по-разному. В метаморфогенной группе оно входит в состав сульфидов, в плутоногенно-магматических также присутствует в сульфидах совместно с никелем и медью, а в плутоногенно-гидротермальных формациях этот элемент образует сложные минералы в ассоциации со скарновым комплексом, частично гидротермально измененным (золото-воластонит-магнетитовая и золото-магнетитовая формации). Железо в группе вулканогенных формаций присутствует также в сульфидах золото-сульфидной формации и в связи с существенно железистым хлоритом. В этой группе железо частично замещается марганцем, который входит в состав золото-серебряной родонитовой и золото-серебряной родохрозитовой формаций. Существенная особенность вулканогенных формаций — присутствие в них висмута, сурьмы, теллура, иногда олова, ртути и некоторых других элементов из полиметаллов. Это делает правомочным и выделение соответствующих формаций: золото-висмутовой кварцевой, золото-сурьмяной кварцевой и золото-теллуровой кварцевой.

Пока не ясна геохимическая роль урана в образовании золоторудных формаций, но связь этих элементов несомненна и не случайна. Для ее выяснения нужны специальные исследования.

Приведенный ряд формаций имеет непрерывно-прерывистый характер, очевидно определяющийся эволюцией тектоно-магматических комплексов, начинающейся в подкоровых зонах. Достаточно убедительные данные по этому поводу получены при изучении платформенного и геосинклинального магматизма, глубинности очагов его зарождения. Сопоставление информации, которую несет субаэральный, раннегеосинклинальный и океанический эффузивный (базальтоидный) магматизм, с данными изучения рудоносности тектонических зон, контролирующих поля развития этого магматизма, убеждает в том, что решающее значение в генерации металлоносного субстрата принадлежит мантийным процессам и интрателлурическим растворам. Такие представления в какой-то мере отвечают новому пониманию, в частности, геосинклинального процесса, включающего седиментационные, тектонические, метаморфические, магматические и метасоматические явления, непосредственно связанные с преобразованием океанической коры в континентальную.

Поразительные факты, полученные при изучении условий образования алмазов, и возможное их сопоставление с данными присутствия «инородных» фемических минералов в андезитах и базальтах является ключом к пониманию образования золоторудных формаций. Рассматривая с этих позиций ряд формаций и его прерывистость, заключающуюся в их группировке в компактные метаморфогенные, плутоногенные и вулканогенные ячейки, можно считать, что эта особенность обусловлена принадлежностью их к разным зонам формирования магматических и тектонических комплексов. Непрерывность ряда подчеркивается присутствием в каждой группе золото-сульфидных формаций, которые как бы служат переходными, за исключением того случая, когда несомненно промежуточной является золото-баритовая формация, нередко несущая то плутоногенные, то вулканогенные черты.

В образовании формаций большое значение принадлежит серебру, проблема связи которого с золотом еще до конца не расшифрована, хотя появилось достаточно экспериментальных новых данных, позволяющих считать ошибочными утверждения о том, что «золото дает непрерывные твердые растворы с серебром» (Щербаков, 1967, с. 8; и др.). Серебро, несомненно, «корректирует» поведение золота в рудном процессе, но оба эти элемента дают интерметаллические соединения лишь в более устойчивой

области кристаллической решетки, лежащей в пределах компактной упаковки атомов, с одной стороны, серебра при насыщении его золотом, а с другой — золота при насыщении его серебром. Нельзя ни с геологической, ни с геохимической позиции признать случайным то обстоятельство, что количество серебра резко возрастает именно в группе вулканогенных формаций, что и позволяет выделять здесь золото-серебряные формации.

Внимательно анализируя элементарный состав золоторудных формаций, можно заключить, что их образование зависит как от кислотности — щелочности процесса, окислительно-восстановительного потенциала, типа химической связи и термодинамических параметров минералов (энтальпия, энтропия, свободная энергия и др.), так и от наличия в рудном процессе элементов с переменной валентностью (железо, марганец, сера и т. д.), принимающих активное участие в комплексообразовании.

Нет нужды останавливаться здесь на примерах приведенного ряда золоторудных формаций: изучающим месторождения они хорошо известны. Соответствующие материалы можно найти в публикациях, хотя сопоставление типов формаций с изложенных позиций, по-видимому, было бы полезно и нужно осуществить.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. 116 с. (Труды ВНИИ—1. Геология, вып. 32).

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278.

Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды Первого Всесоюз. петрограф. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 107—121.

Магакьян И. Г. Металлогения. (Главнейшие рудные пояса). М., «Недра», 1974. 304 с.

Радкевич Е. А. О процессах активизации в Тихоокеанском рудном поясе. — В кн.: Металлогения областей, тектоно-магматической активизации. (Тез. докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ.). Иркутск, 1973, с. 55—57.

Сазарова М. С., Калиткина М. А., Колонин Г. Р. Исследование температурных условий рекристаллизации золота в сульфидных рудах. — В кн.: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 233—234.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964. 222 с.

Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955. с. 146—176.

Щека С. А., Моисеенко В. Г., Фоминых В. Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гнейзобазитах. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 2, с. 461—464.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967. 268 с.

Б. П. САНИН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ОПЫТ СИСТЕМАТИКИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЗОНЫ АКТИВИЗАЦИИ

Для Восточного Забайкалья характерно групповое развитие многочисленных свинцово-цинковых месторождений, незначительных по запасам руд, но с высокими содержаниями полезных компонентов. В настоящее время запасы полиметаллических руд месторождений, на базе которых в свое

время была создана отрасль горнодобывающей промышленности, в основном отработаны. Сохранение данной отрасли с учетом ее рентабельной работы в этом регионе возможно главным образом вследствие расширения сырьевой базы действующих рудников и поисков крупномасштабных месторождений. Прирост запасов должен осуществляться в результате как доразведки флангов и глубоких горизонтов обрабатываемых месторождений, так и обнаружения невыходящего на дневную поверхность промышленного оруденения на рудных полях.

При поисках скрытых месторождений различных полезных ископаемых очень важное значение приобретает геологический прогноз, разработка которого осуществляется на основе известных геологических, минералогическо-геохимических и геофизических предпосылок, а также теоретических сообщений.

Одна из важнейших теоретических проблем, имеющих прямое отношение к обоснованию поисков скрытых месторождений, — проблема систематики постмагматических месторождений. Для территории Восточного Забайкалья характерно развитие разновозрастных и генетически относящихся к различным группам формаций месторождений цветных и редких металлов, образование которых обусловлено процессами мезозойской активизации. Широкое развитие свинцово-цинковой минерализации в разнотипных рудных месторождениях региона является, по-видимому, одной из геохимических его особенностей. В этой связи типизация месторождений со свинцово-цинковым оруденением и выделение среди них промышленных типов имеет не только научное, но и большое прикладное значение.

Типизация месторождений с полиметаллическим оруденением Восточного Забайкалья выполнена на основе формационного анализа. Как отмечалось Р. М. Константиновым (1970), в отличие от генетической классификации выделение рудных формаций основывается исключительно на объективных признаках, устанавливаемых в процессе полевых и камеральных исследований без какой-либо генетической интерпретации. Систематизация месторождений с полиметаллическим оруденением выполнена с учетом методики, предложенной Р. М. Константиновым, в такой последовательности: 1) месторождения группируются по общим для них главным и второстепенным рудным и жильным минералам; 2) рассматриваются геологические условия их образования.

Было рассмотрено 18 месторождений с разной интенсивностью проявления свинцово-цинковой минерализации (табл. 1). Они с разной детальностью изучались автором, что позволило более объективно оценить их минеральный состав. На всех рассматриваемых месторождениях определена количественная роль каждого минерала по пятибалльной системе: 4 — максимальное количество, 1 — минимальное, 2 и 3 — промежуточное и 0 — отсутствие минерала. Из известных 93 минералов для всех месторождений типоморфны следующие 15 минералов: альбит, анкерит, арсенопирит, галенит, доломит, кальцит, кварц, марказит, пирротин, серицит, сфалерит, турмалин, халькопирит, хлорит. Обработка данных по минеральному составу месторождений, а также структурно-геологических факторов локализации свинцово-цинкового оруденения выполнена методом кластер-анализа на ЭВМ.

Кластер-анализ — давно известный способ предварительной классификации наблюдений — может успешно использоваться при решении геологических задач (Другов, Карпов, Санин, 1974; Санин, Карпов, 1975). Особенно эффективны его возможности с применением мощных ЭВМ. Кластер-анализ, подобно факторному, предусматривает кластирование переменных (анализ *R*-типа) и кластирование отдельных объектов (анализ *Q*-типа). Результаты кластирования переменных и ее объектов выдаются на печать в виде графиков *R*- и *Q*-типа и в силу своей наглядности не требуют дополнительной обработки. Обработкой методом кластер-анализа были охвачены месторождения, расположенные в разных структурно-ме-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
54	Барит	0	0	0	0	1	0	0	1	2	1	2	0	1	2	2	1	1	3
55	Гипс	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
56	Флюорит	3	2	3	2	2	3	2	2	2	1	1	0	0	1	1	1	1	0
57	Гранат	2	0	0	4	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
58	Пироксен	2	0	0	4	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
59	Калиевый полевый шпат	4	4	4	2	2	3	3	2	2	2	2	2	2	0	0	0	0	2
60	Альбит	3	3	3	3	2	2	2	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	3
61	Мусковит	4	4	4	1	1	2	3	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1
62	Серицит	4	4	4	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
63	Хлорит	3	3	3	3	3	1	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	4
64	Эпидот	2	2	2	4	4	0	0	1	1	1	2	1	0	1	1	1	1	1
65	Турмалин	2	3	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1	1	1	1	3
66	Аксинит	2	2	2	4	4	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
67	Шпивель	2	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
68	Тремолит	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
69	Актинолит	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70	Флогопит	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
71	Тальк	1	0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	0	0	1	1	1	1	0
72	Серпентин	1	1	0	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
73	Берилл	3	0	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
74	Топаз	3	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
75	Фенакит	0	0	0	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
76	Бавенит	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
77	Гельвин	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
78	Берtrandит	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
79	Цоизит	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80	Рутил	2	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
81	Сфен	2	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
82	Апатит	2	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
83	Апофиллит	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
84	Графит	0	0	0	3	3	1	1	2	2	1	2	2	2	2	2	2	2	1
85	Стеллерит	0	0	3	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
86	Никелин	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
87	Кобальтин	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
88	Шеелит	2	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
89	Пренит	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
90	Козалит	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
91	Вольфрамит	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
92	Глаукоdot	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
93	Ортит	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

таллогенических зонах и имеющие различную количественную нагрузку свинцово-цинкового оруденения. На графике R-типа (рис. 1) месторождения по минеральному составу объединяются в две большие группы — фемическую (I) и силлическую (II), характеризующиеся достаточно высокими значениями коэффициента корреляции между объектами внутри групп.

В первой группе — фемической — выделяются три подгруппы (рис. 1). В первую подгруппу входят месторождения сульфосольно-галенит-сфалеритового типа, во вторую — галенит-сфалеритового и в третью — золото-галенит-сфалеритового типа. Характерны высокая однородность месторождений фемической группы, высокие значения коэффициента корреляции по минеральному составу между месторождениями. Месторождения этой группы В. С. Кормилицыным (1973) были объединены в одну сложную золото-молибдено-свинцово-цинковую формацию. В соответствии с установленными рудно-магматическими комплексами целесообразно выделить в пределах этой формации следующие субформации: 1) галенит-сфалеритовая; 2) сульфосольно-галенит-сфалеритовая; 3) кварц-золото-сульфидная и 4) кварц-молибденито-сульфидная. Данными субформациями охватываются все известные минеральные типы месторождений, где отмечается полиметаллическое оруденение.

Во вторую группу объединяются разнотипные месторождения, ассоциирующие в пространстве и во времени с гранитоидами кукульбейского комплекса. Для месторождений этой группы характерно наличие комплекса рудных и жильных минералов (см. табл. 1), которые соответствуют существенно гранитному профилю (сиалическая группа).

В сиалической группе (см. рис. 1) обособленное положение занимают месторождения скарново-галенит-сфалеритового типа (Савинское № 5) и грейзеново-редкометалльного профиля с рассеянной свинцово-цинковой минерализацией (Шерлова Гора). Хотя эти типы месторождений и имеют меньшее сходство между собой по минеральному составу, но высокие значения коэффициента корреляции ($r=0,64$) позволяют объединить их с другими типами группы. Так как рудная формация — группа рудных месторождений, имеющая сходный минеральный состав и близкие геологические условия образования, все месторождения сиалической группы можно объединить в одну скарново-грейзеново-галенит-сфалеритовую формацию. На правомерность выделения данной формации указывают высокие значения коэффициентов корреляции ($>0,6$) между месторождениями разных минеральных типов внутри группы.

Среди скарново-грейзеново-галенит-сфалеритовой формации выделяются следующие минеральные типы месторождений: 1) скарново-галенит-сфалеритовый (Савинское № 5); 2) грейзеново-редкометалльный со свинцово-цинковой минерализацией (Шерлова Гора); 3) грейзеново-галенит-сфалеритовый (Каменское); 3) кварцево-галенит-сфалеритовый (Кличкинское).

Скарново-грейзеново-галенит-сфалеритовая формация не имеет большого значения в общем балансе промышленных свинцово-цинковых руд Восточного Забайкалья. Самостоятельное промышленное значение имеют пока лишь месторождения скарново-галенит-сфалеритового типа; другие типы месторождений этой формации могут рассматриваться как дополнительный источник для уже действующих горно-обогатительных предприятий.

Для рассматриваемых месторождений был выполнен также математический анализ геологических признаков, характеризующих условия локализации свинцово-цинкового оруденения (табл. 2), где наличие или отсутствие признака обозначается соответственно крестиком или нулем. При этом были рассмотрены региональные геологические структуры, локальные рудовмещающие структуры, морфология рудных тел, околорудные изменения, магматические породы, с которыми ассоциирует оруденение и др. Обработка признаков методом кластер-анализа позволила установить меру сходства месторождений и выделить группы месторождений, однородных по геологическим признакам.

На графике *R*-типа (рис. 2) месторождения достаточно четко объединяются в две большие однородные группы. В первую группу (типы 1 и 2)

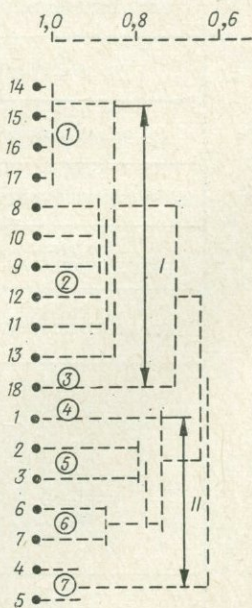


Рис. 1. Кластерирование месторождений по минеральному составу.

I группа: тип 1 — сульфосоляно-галенит-сфалеритовый (14 — Благодатское, 15 — Екатерино-Благодатское, 16 — Воздвиженское, 17 — Спасско-Центральное); тип 2 — галенит-сфалеритовый (8 — Акатуевское, 9 — Михайловское, 10 — Кадаинское, 11 — Покровское, 12 — Смирновское, 13 — Ртутный Ильдикан); тип 3 — золото-галенит-сфалеритовый (18 — Ново-Широкинское). II группа: тип 4 — грейзеново-редкометалльный со свинцово-цинковой минерализацией (1 — Шерлова Гора); тип 5 — грейзеново-галенит-сфалеритовый (3 — Каменское, 2 — Халчерангинское); тип 6 — кварцево-галенит-сфалеритовый (6 — Кличкинское, 7 — Мельниково-Хоркиринское); тип 7 — скарново-галенит-сфалеритовый (4 — Савинское № 5, 5 — Почкуевское). Здесь и на следующем рисунке цифры в кружках — типы месторождений.

Геолого-структурные признаки локализации оруднения

№ п/п	Признак	Благодатское (1)	Екатерино-Благодатское (2)	Воздвиженское (3)	Центральное (4)	Спасское (5)	Октябрьское (6)	Михайловское (7)	Смирновское (8)	Кадаинское (9)	Покровское (10)	Рудный Ильдикан (11)	Акагуевское (12)	Меркурьева Гора (13)	Ново-Широкинское (14)	Западное (15)	Ново-Барсуочь (16)	Савинское № 5 (17)	Кличкинское (18)	Мыльниково-Хоркиринское (19)	Каменское (20)	Ханчрангинское (21)	Шерлова Гора (22)	
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
I. Вмещающие породы																								
1	Известняки . . .	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	Доломиты . . .	+	0	+	+	+	+	0	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0
3	Переслаивание известняков и сланцев	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
4	Конгломераты	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	Песчаники . . .	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	+	+	+
6	Средние и основные эффузивы . . .	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	Гранодиориты	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+
II. Околорудные изменения																								
8	Скарнирование	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
9	Грейзенизация	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+
10	Окварцевание	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
11	Серпентинизация	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12	Доломитизация	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	+	+	+	0	0	0	0	0
13	Анкеритизация	+	+	+	+	+	+	+	0	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	Процилитизация	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0
15	Беретизация	0	0	0	0	0	0	0	+	+	+	0	+	+	+	+	+	0	0	0	+	+	+	+
16	Аргиллизация	+	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0
III. Магматические породы																								
17	Кварцевые и бескварцевые порфиры (нерчинско-заводской комплекс)	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	Граносиенит, монзонит-порфиры, лампрофиры (акагуевский комплекс)	0	0	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	0	+	+	+	+	0	0	+	+	+	+
19	Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры (шахта-минский комплекс)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20	Гранитоиды кукульбейского комплекса под рудными телами	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+
21	Оруднение в экзоконтакте рудоносных гранитоидов	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+
22	Внутрирудные порфириты	0	0	0	0	0	0	+	0	+	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
IV. Морфология рудных тел																								
23	Штокообразные	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	Грубообразные	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+	+	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+
25	Линзообразные	+	+	+	0	+	+	+	0	+	+	+	+	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
26	Гнезда	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	+	0	+	0	0	0	0	0	0
27	Седловидные линзы	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
28	Отдельные жилы	+	+	+	+	+	+	0	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
29	Жильные зоны, преимущественно в выполнении открытых трещин	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	+	+	+	0	0	0	+	+	+	+

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
30	Зоны минерализации (полный или частичный метасоматоз)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	+	+	+	0	0	0	+	0	0
31	Штокверки	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

V. Локальные рудовмещающие структуры

32	Субширотные разломы	0	0	0	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	0	0	0
33	Субмеридиальные разломы	+	+	+	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+	+	0	+	+	+
34	Трещинные зоны в интрузивах	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	+
35	Зоны расщепления и трещиноватости	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	+	+	+
36	Пересечение трещин	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+	0	0	+	+	+
37	Межпластовые срывы	+	+	+	+	+	+	+	0	+	0	0	+	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0
38	Трещины односистемного скола	0	0	+	0	0	0	+	+	+	0	0	+	0	0	0	+	0	+	+	0	+	0
39	Трещины двухсистемного скола	+	+	+	+	+	+	0	0	0	+	0	0	+	+	+	0	+	0	0	+	0	+
40	Поперечные перегибы складчатости	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0
41	Брахискладки	+	+	+	+	0	0	0	0	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

VI. Особенности размещения оруденения

42	Простирание рудных тел, согласное с общей структурой	0	0	0	+	+	+	+	0	+	0	0	+	0	0	0	0	+	0	+	0	0	0
----	--	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

43	Рудные тела вкост вмещающих пород	+	+	+	0	0	0	0	0	+	+	0	+	+	+	+	0	+	0	0	0	0	0
44	Залегание крутое (35—70°)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	0	0
45	Вертикальное (75—90°)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	+
46	Зональность внутри рудных тел	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0	+	0
47	Зональность внутри рудных полей	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	0	+	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+
48	Рудный интервал до 500	0	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	0	+	+	+
49	» » до 1000	+	+	+	+	+	+	0	+	+	+	+	0	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0
50	» » более 1000	+	+	+	0	+	0	0	+	0	0	0	+	0	0	0	+	0	0	0	0	0	0
51	Запасы Pb ⁺ мелкие	0	0	0	+	0	+	+	+	0	+	+	0	+	0	+	+	0	+	+	+	+	0
52	Запасы Pb ⁺ средние	+	+	+	0	0	0	+	0	0	+	0	+	0	0	+	0	0	0	0	0	0	+
53	По содержанию Pb ⁺ более 10%	+	+	+	0	0	+	+	0	+	0	0	+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
54	По содержанию Pb ⁺ менее 10%	0	0	0	+	+	0	0	+	0	+	+	0	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Строение рудного поля

55	Один структурный этаж	+	+	+	+	+	+	0	+	+	0	0	0	0	0	0	+	+	+	+	+	+	+
56	Два и более структурных этажа	0	0	0	0	0	0	+	0	0	+	+	+	+	+	+	0	0	0	0	0	0	0
57	«Структурные швы» — крупные, долгоживущие разрывные нарушения, разделяющие блоки	+	+	+	0	0	0	+	+	+	+	0	+	0	0	+	0	0	0	0	+	0	0

объединяются месторождения существенно свинцово-цинкового профиля. Во вторую группу входят разнотипные месторождения: золото-галенит-сфалеритовые, грейзеново-редкометалльные и галенит-сфалеритовые; в третью — месторождения кварцево-галенит-сфалеритового и скарново-галенит-сфалеритового типов. Анализ геолого-структурных признаков локализации свинцово-цинкового оруденения подтверждает правомерность выделения на территории Восточного Забайкалья минеральных типов свинцово-цинковых месторождений и свидетельствует о разных структурно-геологических условиях локализации однотипного свинцово-цинкового оруденения. Месторождения ряда минеральных типов (галенит-сфалеритовый, сульфосольно-галенит-сфалеритовый, золото-галенит-сфалеритовый, скарново-галенит-сфалеритовый) — самостоятельные объекты рентабельной добычи полиметаллических руд.

На черты сходства и различия свинцово-цинковых месторождений сиалической и фемической групп уже указывалось автором (Санин, 1971, 1973). Предложенная систематизация месторождений с полиметаллическим оруденением дополняет и расширяет классификацию месторождений, выполненную автором совместно с Л. В. Таусоном (Таусон, Санин, 1970).

При поисках скрытого свинцово-цинкового оруденения важное значение приобретает определение степени связи оруденения с магматическими породами. Кроме этого, магматические образования играют определенную роль при классификации постмагматических месторождений.

Первая группа — фемическая — объединяет типы месторождений, имеющие пространственный и временной контроль юрскими интрузиями, принадлежащими к габбро-монзонит-сиенитовому типу (Кузнецов, 1964). В результате крупномасштабных геохимических исследований на рудных полях действующих рудников Восточного Забайкалья установлено, что к развитию гидротермальной деятельности на большинстве свинцово-цинковых месторождений наиболее близки по времени дайки лампрофиров, аплитов, граносиенит-порфиров, субвулканических порфиров. В частности, дайки лампрофиров отделяют высокотемпературную колчеданную стадию от полиметаллической на Михайловском и являются внутрирудными на Кадаинском месторождении. Предрудные дайки сиенит-аптитов и аплитов, а также штоки и дайки граносиенит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров предшествуют гидротермальной деятельности на Акатуевском, Кадаинском, Михайловском, Благодатском месторождениях, а субвулканические дайки санидиновых порфиров

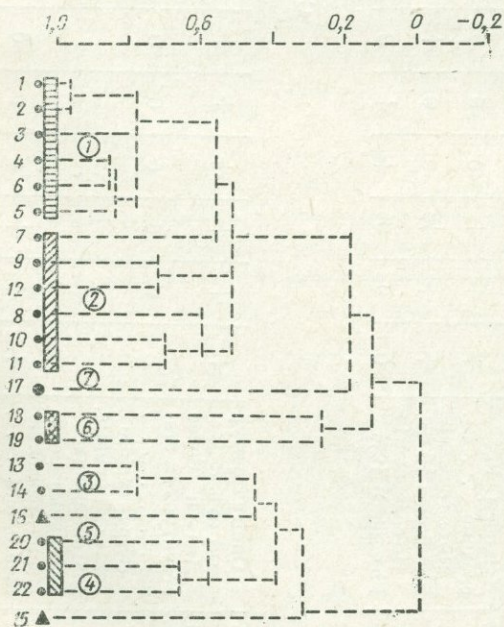


Рис. 2. Группировка месторождений по тесноте связи геолого-структурных признаков локализации оруденения.

Тип 1 — сульфосольно-галенит-сфалеритовый (1 — Благодатское, 2 — Екатерино-Благодатское, 3 — Воздвиженское, 4 — Центральное, 5 — Спасское, 6 — Октябрьское); тип 2 — галенит-сфалеритовый (7 — Михайловское, 8 — Смирновское, 9 — Кадаинское, 10 — Покровское, 11 — Ртутный Ильдикан, 12 — Акатуевское); тип 3 — скарново-галенит-сфалеритовый (17 — Савинское № 5); тип 4 — кварцево-галенит-сфалеритовый (18 — Кличкинское, 19 — Мыльниково-Хоркиринское); тип 5 — золото-галенит-сфалеритовый (13 — Меркурьева Гора, 14 — Ново-Широкинское, 16 — Ново-Барсучье); типы 6 и 7 — грейзеново-галенит-сфалеритовый (20 — Каменское) и грейзеново-редкометалльный со свинцово-цинковой минерализацией (21 — Хапчерангинское, 22 — Шерлова Гора) объединены в одну группу.

экранируют свинцово-цинковое оруденение на рудопроявлении Меркурьева Гора.

Важнейшей особенностью юрских малых интрузий Юго-Восточного Забайкалья является теснейшая связь их с формациями эффузивов, что проявляется в образовании единых вулканоплутонических ассоциаций (Кормилицын, 1973). Вулканиды подразделяются на две толщи: нижнюю, сложенную трахибазальтами и латитами, и верхнюю, представленную трахибазальтами, латитами, кварцевыми латитами и риолитами. Время формирования серии охватывает период более чем в 60 млн. лет (185—122 млн. лет). Нижняя вулканогенная толща и комагматические ей интрузии монзонитов объединены в акатуевский эффузивно-интрузивный комплекс. Верхняя вулканогенная толща и ее интрузивные аналоги образуют нерчинскозаводской магматический комплекс (Захаров, Санин, 1969).

Применение кластер-анализа при обработке данных двухсот силикатных анализов всех изученных эффузивно-интрузивных образований на территории развития полиметаллического оруденения позволило выявить две группы пород, изохимичных по вещественному составу. Первая объединяет покровы эффузивов нижней вулканогенной толщи, интрузии монзонитового ряда, все дайки лампрофиров и большинство даек порфиритов.

Внутри группы выделяются более мелкие подгруппы, включающие изохимические пары покровов — интрузия или покровов — дайка, что свидетельствует о тесном генетическом единстве юрского магматизма. При этом исходные продукты дифференциации в интрузивной (монцогаббро), субвулканической (лампрофиров) и покровно-эффузивной фациях геологически разновозрастны (Захаров, Санин, Смирнов, 1970). Первая кластер-группа охватывает образования, относимые к акатуевскому эффузивно-интрузивному комплексу средне-верхнеюрского возраста.

Вторая группа объединяет покровы эффузивов верхней вулканогенной толщи, дайки кварцевых порфиритов. Внутри этой группы выделяются более мелкие подгруппы, в которых изохимичны покровы трахилипаритов (Александровская мульда, Акатуевское рудное поле), дайки кварц-санидиновых порфиритов (Меркурьева Гора), кварцевые порфиры и гранит-порфиры Нерчинскозаводского и Рязановского хребтов. Породы верхней вулканогенной толщи и их интрузивные аналоги включаются нами вслед за Н. В. Шталь (1958) в нерчинскозаводской эффузивно-интрузивный комплекс.

Геохимические исследования акатуевского и нерчинскозаводского эффузивно-интрузивного комплексов, выполненные Л. В. Таусоном и М. Н. Захаровым (1974), подтвердили правомерность выделения комплексов. Последние представляют калиевые щелочные базальтоиды и должны рассматриваться в качестве важного потенциального источника рудного вещества, а в пределах рассматриваемой территории их генетическая связь со свинцово-цинковым оруденением весьма вероятна. Вторая группа — сиалическая — объединяет свинцово-цинковые месторождения, связанные с гранитоидами кукульбейского комплекса. На рудных полях месторождений этой группы отмечается пространственная приуроченность к ним зон скарнированных и грейзенизированных пород и инфильтрационных скарнов на Савинском № 5 месторождении, свидетельствующая в пользу генетической связи оруденения скарново-, грейзеново- и кварцево-галенит-сфалеритового типов месторождений с гранитоидами. На возможную генетическую связь свинцово-цинкового оруденения с гранитоидами кукульбейского комплекса уже указывалось при изучении минерализации и магматизма на Кличкинском, Шерловогорском и Хапчерангинском рудных полях (Таусон и др., 1969; Доломанова, 1963).

Таким образом, в пределах Восточного Забайкалья выделяются два разновозрастных эффузивно-интрузивных комплекса, с которыми соответственно связываются образования месторождений существенно свинцово-цинкового оруденения (галенит-сфалеритовая и сульфосолю-галенит-

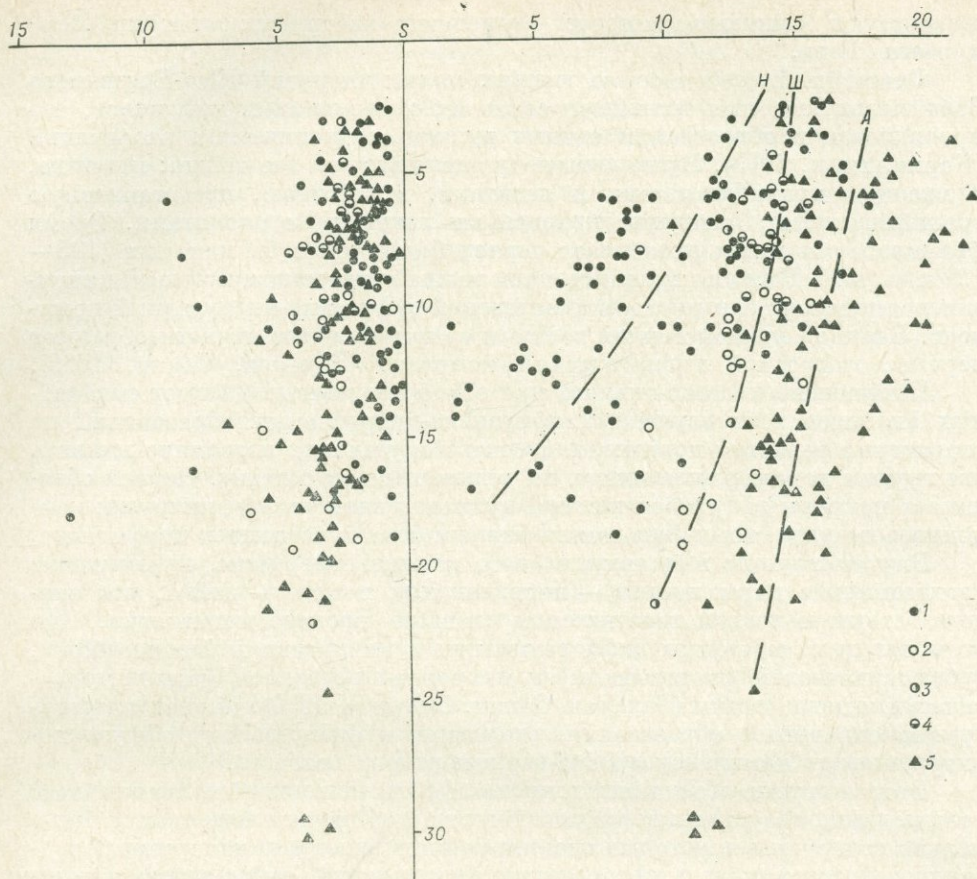


Рис. 3. Диаграмма химического состава, по А. Н. Заварицкому, для малых интрузий, ассоциирующих с полиметаллическим оруденением фемического профиля.

1 (Н) — нерчинскозаводской комплекс; 2—4 (Ш) — шахтаминский комплекс (2 — малые интрузии Широкинской грабен-синклинали, 3 — Быстринский массив, 4 — малые интрузии Шахтамы); 5 (А) — Акатуевский комплекс.

сфалеритовая субформации). Кроме этих рудно-магматических комплексов развиты месторождения сложного состава: золото-полиметаллическое (Ново-Широкинское), молибдено-полиметаллическое (Шахтаминское) и скарново-редкометальное со свинцово-цинковой минерализацией (Быстринское), которые во времени и пространстве ассоциируют с малыми интрузиями пестрого состава. Анализ химического состава этих интрузий позволяет сравнить сходство и отличие их по петрохимическим особенностям от интрузивных образований акатуевского и нерчинскозаводского комплексов.

На диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 3) нанесен химический состав малых интрузий, представляющих акатуевский, нерчинскозаводской, шахтаминский интрузивные комплексы Широкинской грабен-синклинали и Быстринского массива. Породы нерчинскозаводского комплекса представлены на диаграмме диоритовыми порфиридами, бескварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, фельзитами, кварцевыми порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами. Акатуевский комплекс представлен монцогаббро, монцонитами, сиенитами, сиенитовыми порфирами, кварц-монцонитовыми порфирами, гранитами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами. Среди пород шахтаминского комплекса присутствуют монцониты, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Малые интрузии Широкинской грабен-синклинали сложены гранодиоритами, монцонитами, гибридными порфирами, граносиенит-порфирами, диоритовыми порфирами. Сре-

ди пород Быстринского штока отмечаются гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры. Составы малых интрузий нерчинскозаводского и акатуевского комплексов занимают обособленное положение на диаграмме. Точки, характеризующие породы Широкинской грабен-синклинали, располагаются между вариационными кривыми, отвечающими породам нерчинскозаводского и акатуевского комплексов. Эти образования обладают меньшей щелочностью по сравнению с породами акатуевского комплекса, но большей — по сравнению с дайками нерчинскозаводского комплекса.

На продолжении вертикальной кривой пород Широкинской грабен-синклинали, в области повышения общей кремнекислотности и щелочности, располагаются точки, представляющие составы малых интрузий шахтаминского комплекса. Точки составов пород Быстринского штока располагаются на диаграмме вдоль всей линии, отвечающей Широкинской грабен-синклинали, шахтаминскому комплексу. Анализируя расположение фигуративных точек пород всех представленных комплексов, можно сделать вывод, что малые интрузии Широкинской грабен-синклинали составляют единый комплементарный ряд с породами шахтаминского комплекса, являясь его более основной и более богатой фемическими элементами ветвью. По-видимому, различия в структурно-геологических условиях и определяют появление разнотипных рудно-магматических комплексов, связанных с однотипными магмами. Практическая значимость тех или иных месторождений и рудопроявлений должна рассматриваться в связи с принадлежностью их к определенной рудной субформации или минеральному типу с обязательным учетом специфических особенностей последних. Это позволит целеустремленнее подходить к оценке перспективных площадей и выявлению новых рудных узлов и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерито-кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. М., 1963, с. 468—505. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 83).

Другов Г. М., Карпов И. К., Санин Б. П. Предварительная обработка геохимических данных методом кластер-анализа. — Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 119—123.

Захаров М. И., Санин Б. П. Геолого-геохимическая характеристика мезозойских эффузивов района Акатуевского рудного поля. — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 78—81.

Захаров М. И., Санин Б. П., Смирнов С. С. Об абсолютном возрасте юрских эффузивно-интрузивных комплексов Юго-Восточного Забайкалья. — В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 55—59.

Константинов Р. М. Формационный анализ эндогенных рудных месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 9, с. 8—11.

Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л., «Недра», 1973. 326 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Санин Б. П. Геохимические особенности полиметаллических месторождений в зависимости от источника рудного вещества. — В кн.: Междунар. геохим. конгр. (тез. докл.). М., 1971, с. 256—257.

Санин Б. П. Геохимическая характеристика групп свинцово-цинковых месторождений зон активизации Восточного Забайкалья. — В кн.: VII Всесоюз. металлург. совещ. (тез. докл.). Иркутск, 1973, с. 193—194.

Санин Б. П., Карпов И. К. Изучение геохимических ореолов кластер-анализом. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 222—223.

Таусон Л. В., Санин Б. П. Генетические типы свинцово-цинкового оруденения Приаргуны. — В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 150—159.

Таусон Л. В., Зорин Ю. А., Зорина Л. Д., Менакер Г. И., Санин Б. П. О некоторых закономерностях размещения месторождений Кличкинского рудного района. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 4, с. 925—929.

Шталь И. В. Мезозойский магматизм Забайкалья. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. М., 1958, с. 244—251.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ
В ГЕТЕРОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Обширная группа колчеданных месторождений составляет единую рудную формацию и характеризуется весьма определенными геологическими условиями нахождения. Однако непрекращающаяся оживленная дискуссия об их происхождении, несомненно, свидетельствует о генетической неоднородности самих колчеданных месторождений. Авторы обращают внимание на некоторые геохимические закономерности формирования колчеданных месторождений, обуславливающие их возникновение, эволюцию и современный облик.

ГОМОГЕННЫЕ И ГЕТЕРОГЕННЫЕ
КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многое из нижеследующего уже высказано геологами (например, Смирнов, 1968), однако в целом логическая интерпретация приведена нами специально как основа для обсуждения, поскольку считать весьма сходные по качественному составу сульфидные месторождения, объединяемые термином «колчеданные», генетически однородной рудной формацией в настоящее время уже нельзя. Существуют два типа сульфидных (колчеданных) месторождений, различающихся по геохимической истории своего формирования.

А. Гомогенные колчеданные месторождения. Изначально (до места рудо локализации) перенос железа, меди, цинка и свинца происходил в серусодержащих гидротермальных растворах. Принципиальные признаки этих месторождений следующие: а) наличие последовательно соосажденных, равновесных парагенетических ассоциаций пирита с халькопиритом, сфалеритом, галенитом; б) проявление стандартной последовательности (колонки) минеральных ассоциаций вдоль потока: $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2 \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2 + \text{ZnS} \rightarrow \text{PbS} + \text{BaSO}_4$; в) проявление стадий минерализации и зональности на фоне единого этапа минералообразования; г) способность каждой из последовательно возникающих ассоциаций локализоваться в пространстве самостоятельно (жилы, прожилки) вне связи с реакционной ассимиляцией материала предшествующих сульфидных ассоциаций.

Б. Гетерогенные колчеданные месторождения. В них обычно различаются два автономных «элемента»: тела пирититов * разного генезиса (различных фаций сульфидоотложения) и сорбирующиеся на них полиметаллы из бессернистых или малосернистых гидротерм, которые также могут происходить из разнообразных источников и разгружаться на пирититах в различной обстановке. Принципиальные признаки этих гетерогенных объектов следующие: а) резкое неравновесие ранее возникших протопиритовых агрегатов с рудоносными гидротермами (свинец, цинк, медь) — наличие явления предрудного кислотного растворения пирититов (Жабин, 1974);

* Пирититами названы анхимономинеральные пиритовые (с кварцем, гидрослюдами, карбонатами) горные породы любого генезиса. Аналогичные термины уже давно употребляются в петрологии осадочных, метаморфических и изверженных горных пород: слюдиты, пироксениты, кварциты, хромититы, оливиниты и т. п. Впервые термин «пирититы» употреблен, видимо, Стантоном (Stanton, 1960), широко используется Шермерхорном (Schermerhorn, 1970) при описании Иберийского колчеданного пояса.

б) осаждение полиметаллов на пиритовом субстрате вдоль вектора фильтрации рудоносных гидротерм происходит в том же стандартном порядке, что и в гомогенных месторождениях: $\text{CuFeS}_2 \rightarrow \text{ZnS} \rightarrow \text{PbS} + \text{BaSO}_4$; в) равновесные парагенезисы типа $\text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2$ (пирит + халькопирит), $\text{FeS}_2 + \text{ZnS}$ (пирит + сфалерит) возникают при ассимиляции протопиритового вещества и появлении обильного регенерированного пирита (идиобласты) лишь в средних и верхних частях зональной колонки; г) халькопиритовые, сфалеритовые руды неспособны к самостоятельной — за контурами протопиритовых тел — локализации.

Таким образом, стандартная последовательность осаждения сульфидов меди, цинка и свинца в случае как разгрузки изначально серусодержащих гидротерм, так и ассимиляции металлоносным потоком протопиритовой серы приводит в конечном итоге к большому сходству колчеданных руд равного начального генезиса, тогда как сама геологическая история формирования конкретных колчеданных месторождений может различаться самым радикальным образом (Смирнов, 1968, 1970).

Возникновение гомогенных колчеданных месторождений из серометаллоносного потока, обладающих, как часто отмечают исследователи, одностадийной зональностью отложения, вполне поддается логическому восприятию.

Но почему в гетерогенных колчеданных месторождениях Cu, Zn, Pb попадают в пиритовые тела, как в мишень? Логический анализ геологических аргументов pro и contra наличия двух этапов сульфидоотложения и малосернистых рудоносных гидротерм второго этапа произведен в ходе дискуссии по колчеданным месторождениям Урала между Д. П. Григорьевым (1948, 1949) и Т. Н. Шадлун (1949). Однако до настоящего времени в должной мере не проанализированы следствия из того факта, что хотя во многих уральских колчеданных месторождениях имеются дорудные, внутрирудные и послерудные разрывные структуры, т. е. существовали условия, позволявшие гидротермам второго рудного этапа покидать контуры пирититовых тел, однако *самостоятельных — вне пирититовой основы — халькопирито-сфалеритовых рудных тел нет*. Этот факт может иметь лишь одно логически выдержанное толкование: металлоносные (Cu + Zn + Pb) гидротермы второго этапа были способны разгружаться от меди и цинка лишь при взаимодействии с телами пирититов как источниками серы и железа. Это принципиальный аргумент в пользу несульфидного или малосульфидного транспорта меди и цинка во второй рудный этап сульфидоотложения в колчеданных месторождениях Урала (Жабин, 1974).

Чтобы привести дополнительные аргументы в пользу существенной разницы геохимического облика двух этапов колчеданообразования и объяснить причину большого минерального сходства колчеданных месторождений с одно- и двухэтапной зональностью, ниже упомянем о геохимических рудолокализующих свойствах пиритовых пород, а также о принципиальной особенности эвгеосинклиналией — универсальной последовательности во времени состава вулканогенных эксгальций — и особенности миогеосинклиналией — универсальной последовательности стадий метаморфизации морских вод, захороненных в осадках.

УНИВЕРСАЛЬНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ЭКСГАЛЬЦИЙ И СТАДИЙ МЕТАМОРФИЗАЦИИ ЗАХОРОНЕННЫХ МОРСКИХ ВОД

Как формируются колчеданные месторождения — при зональном отложении сульфидов в один или в два этапа, различающихся химизмом растворов? Безусловно, существуют одноэтапные (гомогенные) колчеданные месторождения (Логинов, 1974). Их много среди жильных полиме-

таллических месторождений. Но при этом важно подчеркнуть особую роль пиритовых пород, пиритов в гомогенных и гетерогенных колчеданных месторождениях, которые, являясь самым ранним и самым значительным по объему сульфидным парагенезисом, почти во всех случаях не имеют признаков, позволяющих отнести их к тыловой зоне одноэтапной колонки сульфидоотложения.

Геологическая история формирования конкретных колчеданных месторождений происходит на фоне более длительных и универсальных закономерностей, связанных с отделением газовой-жидких магматических эксгаляций или с циркуляцией метаморфизованных вод в осадочных породах. Необычайно важно подчеркнуть выявленную вулканологами принципиальную эволюцию состава вулканических эксгаляций. Например, в обобщающей сводке о составе вулканогенных эксгаляций Д. Е. Уайт (White, 1957) отметил, что ранние периоды развития вулканического поля характеризуются серными эманациями, а последующие — щелочно-хлоридными. Он считает, что эта особенность имеет место и для эвгеосинклинали в целом, т. е. ранние ее этапы характеризуются сольфатарной деятельностью (пирититы), а поздние — широким проявлением вулканогенных гидротерм натрово-хлоридно-углекислого типа (полиметаллы).

Эту же эволюционную тенденцию отметили Г. М. Власов и О. Г. Борисов (1969), уточнив, что в процессе дифференциации магматических эманаций наблюдается однотипная последовательность выделения газов: сернистые → галоидные → углекислые.

По мнению Т. С. Лавринга (1964), проанализировавшего эволюцию состава гидротерм в общем виде — безотносительно к типу родоначальной магмы, — эта эволюция от сернистых эксгаляций к бессернистым галоидным является всеобщей закономерностью. Он отмечает: «Каналы, по которым прошли ранние магматические эманации, должны характеризоваться обильным присутствием пирита, образованного реакцией находящейся в эманациях серы с вездесущим железом . . .» (с. 129). И далее: «Еще до выхода железа из магмы. . . серные газы сами образуют пирит путем реакции с автохтонным железом вмещающих пород во всех случаях, когда условия температуры, давления и состава приводят к образованию сероводорода. Этот ранний пирит. . . будет источником сульфидной серы; последняя будет вступать в реакцию с поздними магматическими эманациями, содержащими малые количества восстановленной серы, но несущими растворимые основные металлы, сульфиды которых были более растворимы в поздних растворах, чем железо . . .» (с. 134).

Отмечая подобную закономерность, необходимо подчеркнуть, что речь идет, естественно, не о составе газо-гидротерм в какой-либо момент развития современных вулканических провинций (Курилы, Камчатка, Исландия, Флегрейские поля в Италии, Аляска и т. п.), где обычно одновременно циркулируют и разгружаются воды разного состава. Имеется в виду *геолого-статистическая последовательность* проявления газо-гидротерм разного состава на уровне вулканической провинции и вулканического («рудного») поля в течение длительного геологического времени, соответствующего естественному периоду (циклу) вулканической активности.

В миогеосинклинальных глинистых и песчано-глинистых осадках первичные морские воды, содержащие сульфат-ион, метаморфизуются уже в илах, где начинается сульфат-редукция. Характерная особенность этой ранней стадии — освобождение илового раствора от серы вследствие диагенетического сульфидонакопления. Остаточные морские воды вначале функционируют как транспортные среды при перераспределении вещества в раннем диагенезе. Далее начинается их метаморфизация: продолжается сульфат-редукция, солевое концентрирование при уплотнении осадков, ионообменные реакции с поглощающим комплексом, расход вещества на конкрециеобразование, эволюция состава углекислого вещества с высвобождением углекислоты и т. п. Результат подобного метаморфизма первично-

морских вод в глинистых миогеосинклинальных осадках однотипен: генерируются бикарбонат-натриевые и хлоридно-натриево-кальциевые воды (Граumberг, 1968; Питьева, 1968; Киссин, Пахомов, 1969). Нетрудно увидеть, что подобная эволюция состава первично-морских вод сходна с эволюцией состава вулканогенных гидротерм.

Это сходство обуславливает, вероятно, и сходство валового состава и последовательности минералообразования колчеданных месторождений, возникающих в существенно различной фациальной обстановке внутри эвгеосинклиналей и внутри «сланцевых геосинклиналей» (миогеосинклиналей). А преимущественно хлоридно-карбонатный, бессернистый или малосернистый состав более поздних гидротерм и определяет причину упомянутого выше попадания меди, цинка и свинца в мишень ранее возникших пирититовых тел: последние являются геохимическими ловушками, коллекторами, субстратом с исключительными рудолокализирующими свойствами, физическая и химическая природа которых в настоящее время подробно разобрана и хорошо аргументирована (Сейфулли, Красников, 1968, 1969). Многие концентрации меди, цинка и свинца не возникли бы без накопления на пирититовых субстратах.

Пирититовые тела, таким образом, весьма характерный и поучительный пример *литологических ловушек металлов*, мобилизованных в первоисточнике и в большинстве своем испытывающих вторичное рассеяние (Овчинников, 1967). Иными словами, наряду с распространенными структурными ловушками существенным фактором промышленной локализации халькофильных металлов могут являться также и ловушки, основанные на химическом взаимодействии движущихся металлоносных растворов с независимо образованными когда-то ранее сульфидными телами.

ЗОНАЛЬНАЯ КОЛОНКА ОСАЖДЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛОВ НА ПИРИТИТОВОМ СУБСТРАТЕ

Закономерное пространственное, т. е. зональное, распределение концентраций меди, цинка и свинца по отношению к некоторому источнику, как известно, проявляется на нескольких уровнях: а) зональность распределения месторождений с разным отношением концентраций $Cu/Zn/Pb$ в рудном поясе, рудной провинции (см., например, Смирнов, 1965; Овчинников, Баранов, 1973); б) зональность рудного поля; в) зональность рудного месторождения (нескольких рудных тел); г) зональность отдельного рудного тела и его частей.

Рассмотрим зональное осаждение полиметаллов на одиночном пирититовом теле любого генезиса, которое является исходным «строительным элементом» для зонального распределения (ритмов) более высоких уровней организации.

1. Реакционное взаимодействие рудоносного раствора с пирититами.

В месте встречи металлоносных — медь, цинк, свинец — растворов с телами ранее возникших пирититов происходит их интенсивное *предрудное кислотное растворение*. Пирититы до этого момента не содержали промышленных количеств сульфидов меди, цинка и свинца. Кислотное растворение непосредственно предшествует отложению промышленных концентраций сульфидов меди, цинка и свинца. Металлоносный малосернистый или бессернистый раствор поглощает протопиритовую серу, и именно с этого момента сульфидоотложение принципиально не отличается от сульфидоотложения из первично-серусодержащего раствора.

Предрудное кислотное растворение протопирита сопровождается его перекристаллизацией с укрупнением зерна, гомогенизацией первичной неоднородности (например, необычайно характерной микрizonaльности; Иванов, 1950), мобилизацией вещества и появлением регенерированных идиобластов пирита с новым набором примесей, характеризующих металлоносный гидротермальный раствор второго этапа. При предрудном кис-

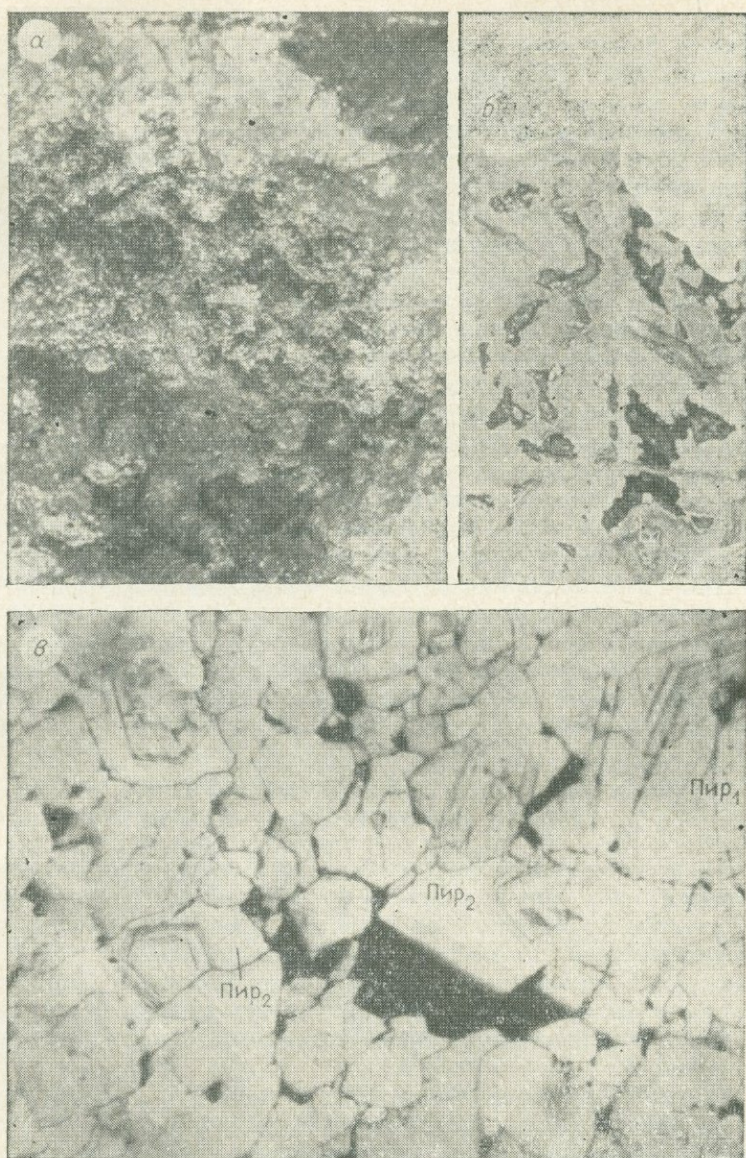
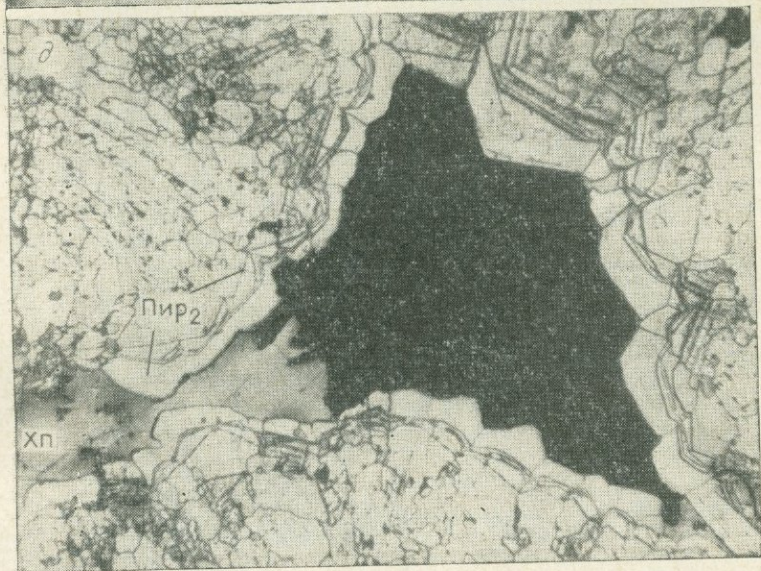


Рис. 1. Морфология макро-и микрокристаллов в пирититах, возникающих при перекристаллизации протопирита (Пир₁), частично заполненных халькопиритом (Пир₂), целиком заполненных халькопиритом (Пир₃). а, б — натур. величина, в — увел. 20, Кизил-Дере, Кавказ; в — ув сл. 80, Иртышское, Рудный Алтай;

лотном растворении пористость пирититов резко возрастает и появляются обильные сообщающиеся системы гидротермокарстовых пустоток. Их преобладающий размер 0,05—0,15 мм, но в штуфах пирититов нередко наблюдаются и более крупные (0,2—1,3 мм). На южноуральских месторождениях Сибай и Гай в нижних (тыловых) частях пирититов наблюдались пустоты растворения размером в диаметре до 12—22 мм с друзами перекристаллизации (рис. 1).

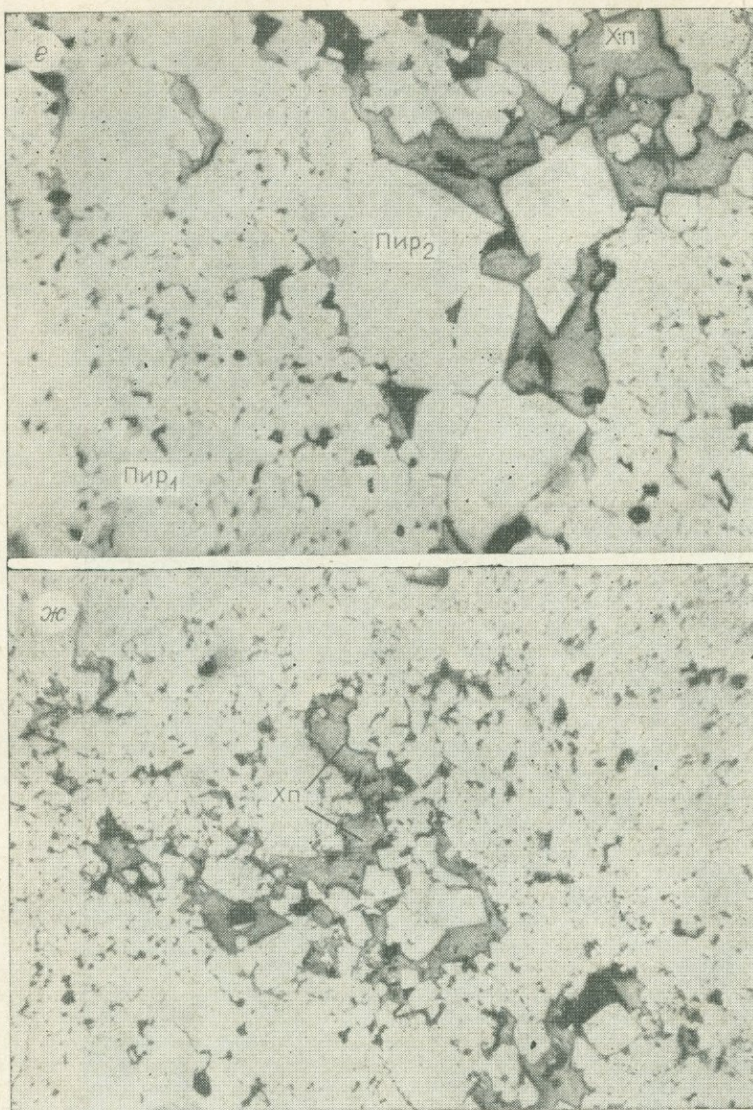
Предрудное кислотное растворение пирититов демонстрирует резкую неравновесность протопирита с гидротермами полиметаллического этапа и является наиболее существенным аргументом в пользу выделения двух этапов сульфидоотложения.



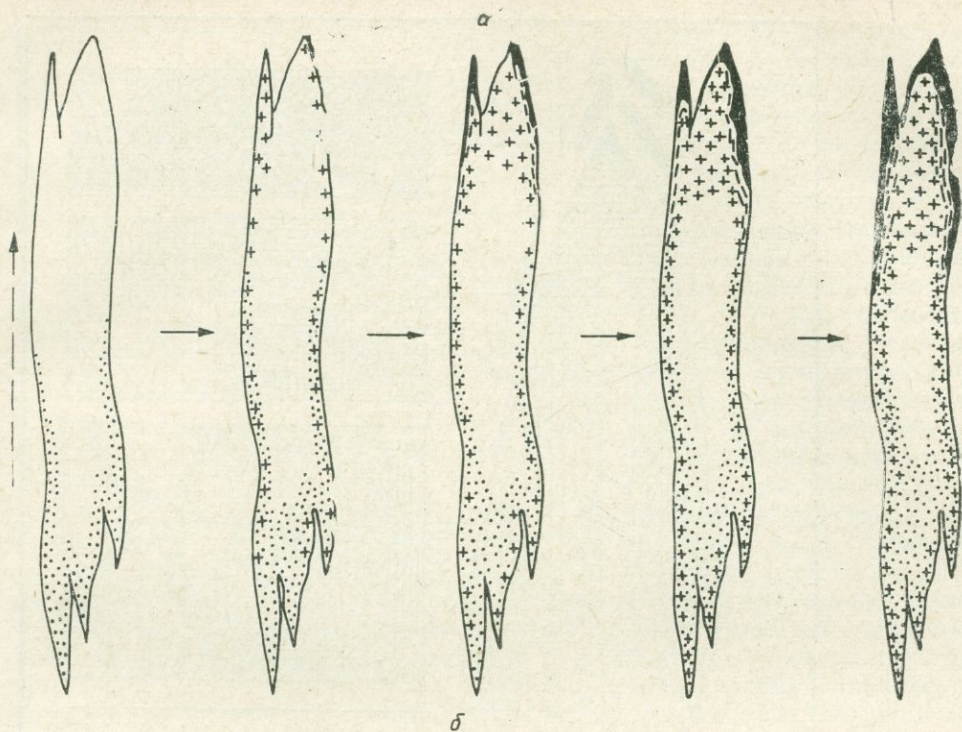
при их предрудном выщелачивании и перекристаллизации: протопирита, без рудных минералов; *в* — микрошарошка с друзами Пир₂, нена халькопиритом (Хп), ангилф протравлен; *е, ж* — микрошарошки в пиритовом субстрате Сибай, Южный Урал; *в* — увел. 40, Карабаи, Средний Урал; *е* — увел. 10, Гай, Южный Урал; *ж* — увел. 40, Учалы, Южный Урал).

Предрудное кислотное растворение пирититов — первое во времени событие при превращении пирититового (серноколчеданного) тела в зональное свинцово-цинково-медное колчеданное рудное тело.

2. Принципиальное строение зональной колонки оруденения на пирититовом субстрате. Описываемое ниже строение зональной колонки отложения рудных сульфидов наиболее отчетливо проявлено в тех месторождениях колчеданной формации, где пирититы преобладают в сравнении с сульфидами полиметаллов и где они обычно несут признаки более древней породы, претерпевшей те или иные преобразования: дробление, катаклиз, рассланцевание, замещение силикатами, метаморфическую пирротинизацию и т. п. В этом случае сами пирититы являются *вмещающей породой*



для руд меди, цинка и свинца, субстратом с рудо локализирующими свойствами. Вдоль направления (вектора) фильтрации металлоносного (медь + цинк + свинец) раствора разрастается хорошо известная колонка осаждения рудных минералов на пиритовом субстрате: CuFeS_2 (халькопирит) \rightarrow ZnS (сфалерит) \rightarrow PbS (галенит) + BaSO_4 (барит). Безрудная зона прерудного кислотного растворения (серноколчеданная) находится неизменно в тыловой части этой колонки, т. е. до зоны отложения промышленных генераций халькопирита. Однако ее тыловое положение не означает, что она сингенетична перечисленным выше зонам: она представляет собой участок ранее возникшего пиритового тела, где произошла встреча с ним восходящего металлоносного потока и где этот поток осуществил реакционное взаимодействие; рудоотложение же происходило в другой части того же самого пиритового тела. Эта принципиальная особенность объясняет локализацию серноколчеданных руд в корневых частях крутопадающих тел (например, в уральских месторождениях Гай, Красногвардейском, Новолевинском, Заводском, Кабан V, Новошайтанском, Пьянка-



б

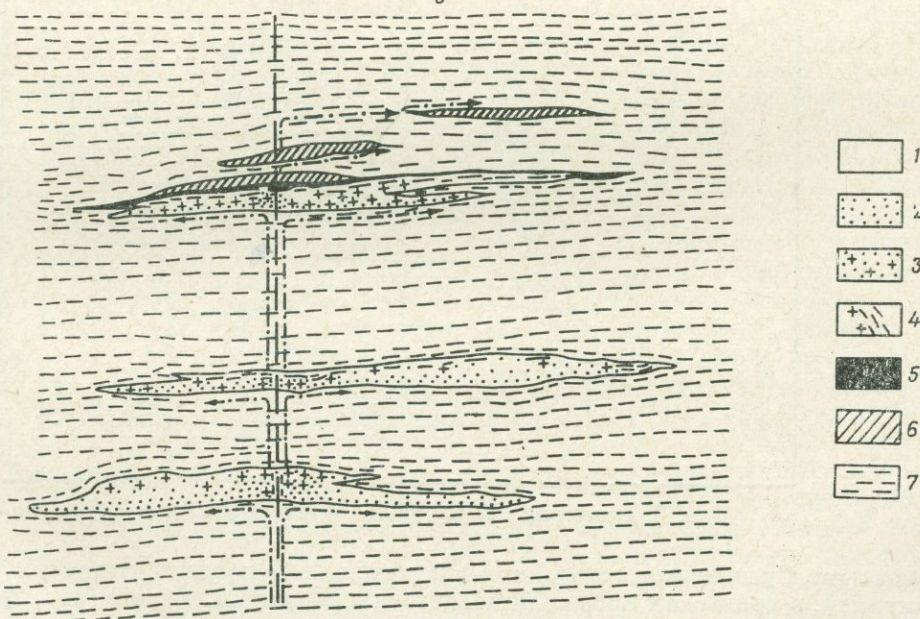


Рис. 2. Принципиальная последовательность возникновения зональности в крутопадающем протопиритовом теле (а) при продольном обтекании его рудотransпортирующими гидротермами и в пологозалегающих телах (б) при поперечном направлении движения гидротерм.

1 — пириты; 2 — пириты со следами предрудного выщелачивания; 3 — пириты с порами, частично или полностью заполненными халькопиритом; 4 — пириты с метасоматически осевшими халькопиритом и сфалеритом; 5 — пириты с обилием сфалерита; 6 — барито-галенитовые руды; 7 — слоистость. Вертикальные штрих-пунктирные стрелки соответствуют направлению движения металлоносных гидротерм второго этапа.

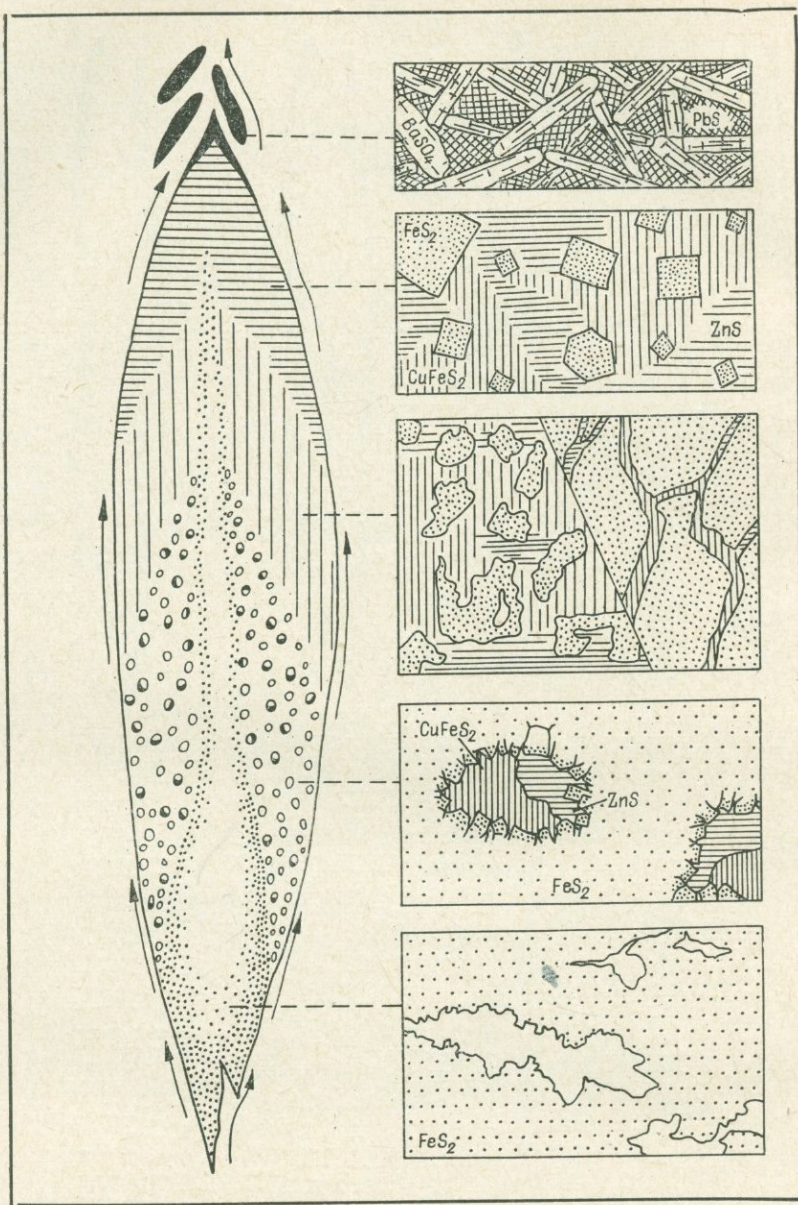


Рис. 3. Эволюция текстурных форм осаждения сульфидов

Ломовском, Султановском и др.) или в лежащем боку пологозалегающих* (например, в уральском Сибее или кавказских Маднеули, Урупе) (рис. 2).

Таким образом, как бы ни была ориентирована общая интегральная зональная колонка оруденения по отношению к контурам рудных тел, зона предрудного кислотного растворения пирититов, т. е. собственно пирититовая зона, всегда геометрически вписывается в эту колонку в качестве тыловой. Это обстоятельство многие исследователи колчеданных месторождений рассматривают в качестве аргумента наличия синхронной колонки, в которой все зоны генетически однородны и сопряженно переме-

* Имеется в виду угол залегания плоскости рудных тел с горизонтом в период рудоотложения, поскольку первоначально пологозалегающие пластовые тела позднее могут стать крутопадающими (Жабин, Шарфман, Самсонова, 1974).

Колонка осадения Cu, Zn на пиритовом теле	Зона вне контуров	V. Равновесная кристаллизация $BaSO_4 + ZnS + PbS$. «Баритовая шапка», часто вне контуров протопиритового тела.
	Зоны в контурах пиритов	IV. Равновесная кристаллизация массовых количеств $CuFeS_2$ и ZnS с регенерированной — за счет вещества протопирита — генерацией FeS_2 . Идиобласты пирита в агрегате халькопирита и сфалерита.
		III. Интенсивное осаждение $CuFeS_2$ и ZnS при метасоматическом вытеснении протопирита. Резкая неравномерность халькопирита и сфалерита с протопиритом: коррозионные границы, реликты.
		II. Осаждение $CuFeS_2$ в пустотках выщелачивания протопирита. Вдоль вектора потока степень заполнения пор и пустоток возрастает и появляется сфалерит.
		I. Зона предрудного кислотного выщелачивания пиритов как результат реакционного взаимодействия с ними рудоносных ($Cu + Zn$) растворов. Поры и микротрещины с друзами перекристаллизации протопирита. Промышленные генерации халькопирита и сфалерита отсутствуют.

на пиритовом субстрате.

породы, как субстрат или вмещающую породу, на которую были осаждены в зональном порядке медь, цинк и свинец.

Таким образом, к собственно зональной колонке, формировавшейся из одного потока, относятся лишь последовательно осажденные генерации халькопирита, сфалерита, галенита и барита, а в целом зональная картина — интегральная, двухэтапная.

Геометрические контуры «тыловой» серноколчеданной зоны достаточно однотипны: либо нижние выклинки крутопадающих тел, либо внутренние ядра в нижних частях тел или центральные части (ближе к лежащему боку) у пологозалегающих тел с рудоподводящей системой, перпендикулярной плоскости этих тел.

Текстурные рисунки руд, характеризующие формы фиксации сульфидов меди, цинка и свинца в объеме пиритовых тел, принципиально

ощаются в пространстве. Однако необходимо обратить внимание на хорошо известные факты: зона пиритов (серноколчеданных руд) никогда не развивается по более внешним зонам колонки, что было бы неизбежным при ее сопряженности с остальными зонами, т. е. при одноэтапной зональности. Исследователям колчеданных месторождений хорошо известно, что протопиритовые агрегаты всегда несут признаки самого раннего сульфидного парагенезиса массивных руд, а халькопиритовые, сфалеритовые, галенитовые жилки, полосы и цемент брекчий пиритов — обычная текстурная форма проявления рудной промышленной минерализации на протопиритовом субстрате. При этом нельзя отождествлять ничтожные по относительному объему тонкие прожилки регенерированного пирита полиметаллического этапа, которые нередко пересекают сфалерито-халькопиритовые руды, с основной массой протопиритового вещества, которое, например, в колчеданных месторождениях Урала составляет около 90% их объема. Именно поэтому мы рассматриваем «тыловую» зону серноколчеданных руд как реликт самой ранней сульфидной

различны и однообразно эволюционируют при переходе от «тыловой» пиритовой к фронтальной части зональной колонки оруденения (рис. 3).

1. В серноколчеданной зоне, соответствующей месту вхождения рудоносных гидротерм внутрь пирититового тела и развитию предрудного выщелачивания, возникшие пустотки, обрамленные друзами перекристаллизации пирита, остаются зияющими или частично заполнены кварцем, карбонатами и ангидритом (см. рис. 4). Рудные сульфиды не отлагаются. Гидротермальный поток растворяет здесь протопиритовую серу.

2. Далее, в направлении фильтрации раствора, в этих пустотках и микропорах пирититов кристаллизуются вначале небольшие количества халькопирита и сфалерита, затем они оказываются целиком *заполненными* халькопиритом и сфалеритом.

3. В следующей зоне механизм отложения халькопирита и сфалерита приобретает новое качество: отложение идет путем *метасоматического* замещения протопирита.

4. В последующей зоне самых богатых сфалерито-халькопиритовых руд протопирит оказывается целиком замещенным и *регенерированным* (идиобласты пирита в сфалерито-халькопиритовой матрице). Появление регенерированного пирита в виде идиобластов обусловлено мобилизацией и переводом в раствор компонента FeS_2 при любых вариантах привноса железа, меди, цинка и серы во время замещения протопирита (см. раздел 4).

3. Текстурные рудолокализирующие свойства пирититовых тел. В настоящее время хорошо известны физические и химические свойства пирита и сложенных им тел, обусловившие их исключительную геохимическую рудолокализирующую способность в отношении меди, цинка и свинца, содержащихся в карбонатно-хлоридных растворах, неспособных отлагать сульфиды этих металлов.

Наиболее полное осаждение меди, цинка и свинца на пирититовом субстрате происходит в том случае, когда раствор может проникнуть внутрь пирититового тела и когда общая поверхность реакционного взаимодействия раствора с пиритовыми агрегатами максимальна. Это проникновение облегчается предрудным динамометаморфизмом пирититов, сопровождающимся их катаклизом и брекчированием. В подобных гидротермокарстовых (предрудное выщелачивание) и брекчиевых коллекторах происходит объемная реакция металлоносного раствора с протопиритовым веществом (рис. 4, 5).

Сам период брекчирования обуславливает резкие перепады давления в гидротермальном потоке, что также благоприятствует объемной разгрузке гидротерм. Этим можно объяснить увеличение запасов полиметаллов и их средних содержаний относительно некоторого условного объема ранее возникших протопирититов. Подобным брекчированием серноколчеданных тел мы склонны объяснить высокие средние содержания меди, цинка и обильное прощитывание рудными сульфидами всего объема брекчированных участков пирититового тела, как это имеет место, например, в уральских месторождениях — Учалах, им. XIX Партсъезда и Межозерном.

4. Мобилизация вещества при отложении халькопирита и сфалерита на пирититовом субстрате. Рост рудного тела в той или иной фациальной обстановке (отложение на границе раствор — порода или при метасоматозе агрегатов разной степени литификации) подразумевает, что в данном участке пространства поглощается, концентрируется вещество этого рудного тела. При этом много раз высказывалось предположение, что часть вещества, однако, распыляется в окружающем пространстве, образуя зону слабого — в сравнении с фоном — концентрирования, которую традиционно называют околорудным ореолом рассеяния рудного вещества. Трудная диагностика привноса — выноса вещества в таких ореолах усложняется распределением в их объеме того вещества субстрата, которое мобилизуется при метасоматическом варианте генезиса высококонцентриро-



Рис. 4. Дорудная брекчия пиритов (1), возникшая до отложения сульфидов меди и цинка. В мелкозернистом цементе брекчии в пустотках растворения отлагается халькопирит (2). Месторождение Гай, Южный Урал. Натур. величина.

ванных (массивных) рудных тел. Необходимо также учитывать, что в окорудное пространство попадает еще одна порция вещества, которая при расчетах до сих пор не принимается во внимание: происходит мобилизация рудоносным раствором протопиритового вещества при наложении на него сульфидов меди, цинка и свинца.

Поясним это утверждение следующим приближенно-количественным расчетом, основанным на кристаллохимических данных.

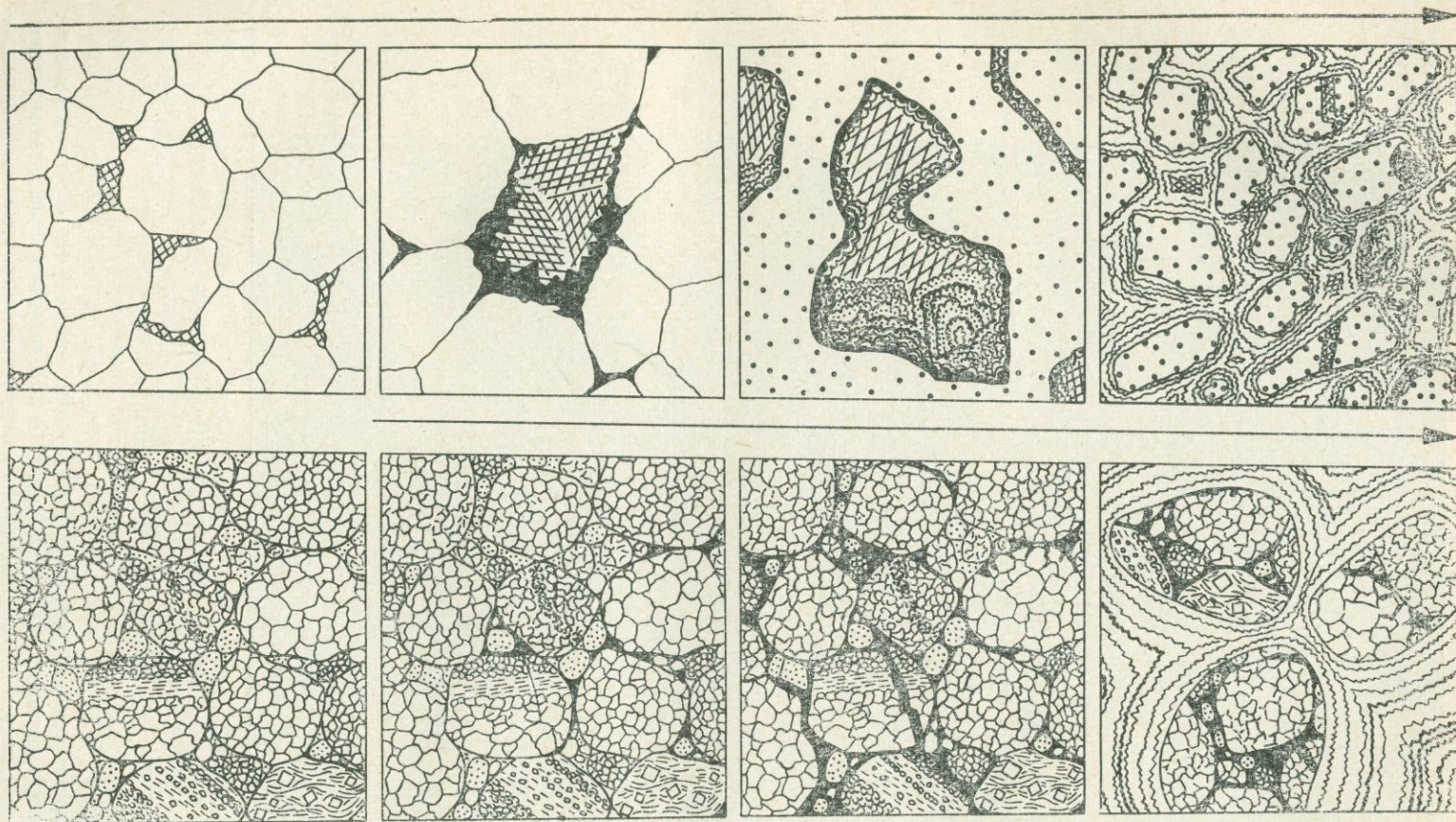


Рис. 5. Принципиальная схема строения брекчиевых пиритовых коллекторов (стрелкой показан интервал оруденения). Верхний ряд — возникновение микропустот выщелачивания, термокарстовых пустот со сферолитовыми корками пирита и сфалерита, брекчирование с цементацией рудными сульфидами. Нижний ряд — оруденение пиритовой брекчии, повторное брекчирование.

Допустим, что халькопирит возникает при реакции со всей «пиритной» серой и со всем «пиритным» железом. Тогда в условно выбранном объеме 1000 \AA^3 содержится 25, 26 FeS_2 или 14,06 CuFeS_2 . Это означает, что объем возникшего халькопирита будет в 4,79 раза больше, чем объем «съеденного» им пирита. Лишь 56% возникшего таким путем халькопирита займет объем пирита, а остальные 44% будут перетолжены (Жабин, Русинов, 1973). Важно подчеркнуть, что расчет действителен для любых масс вещества.

Если же допустить, что реакция $\text{FeS}_2 + \text{Cu} \rightarrow \text{CuFeS}_2$ идет топохимически, т. е. медь реагирует с железом и серой лишь в пределах кристалла пирита объемом в 1000 \AA^3 , то для возникновения полной псевдоморфозы халькопирита по пириту требуется вынести 11,2 FeS_2 , что составляет 43%. Таким образом, при полной топохимической псевдоморфизации в подвижное состояние мобилизуется около половины протопиритового вещества.

Однако опыт исследования руд колчеданных месторождений показал, что оба предложенных варианта реакции $\text{FeS}_2 + \text{Cu} \rightarrow \text{CuFeS}_2$ самостоятельно в больших масштабах не проявлены: преобладают промежуточные условия, когда перетолгается и халькопирит и пирит.

5. Многообразие явлений десульфуризации в колчеданных месторождениях. Рассматривая принципиальные направления миграции вещества при реакциях рудоотложения второго этапа внутри массивных руд, нужно отметить, что один общий процесс также остается до сих пор без должного внимания. Он протекает в колчеданных месторождениях с момента кристаллизации пиритовых тел, при их метаморфизме, оруденении, вплоть до возникновения зоны окисления, т. е. в эндогенных и экзогенных условиях. Мы имеем в виду метаморфогенный процесс *десульфуризации*, т. е. прогрессирующей потери рудным объектом запасов протопиритовой серы. Можно отметить несколько геохимических явлений, в связи с которыми десульфуризация происходит особенно интенсивно.

1. **Предрудное выщелачивание и пирротинизация пиритов**, происходящая до отложения промышленных генераций халькопирита и сфалерита. Часть мобилизуемой серы при этом явлении рассеивается в рудовмещающем (ореольном) пространстве, а другая связывается в сульфиды меди и цинка, регенерированный пирит и вновь возникающий пирротин. Необходимо отметить, что положение пирротиновых руд в уральских месторождениях — Сибая, Озерном и Узельге и других — принципиально сходно: они расположены либо в корневых частях крутопадающих тел (Озерное, Узельга), либо в лежащем боку самого нижнего из серноколчеданных тел (Сибай). Во всех этих случаях есть признаки развития пирротина за счет пирита. Медно-цинковое оруденение наложено в равной мере и на пиртиты и на пирротиновые агрегаты. Поэтому можно предположить, что корневые зоны пирротинизации пиритов представляют собой результат реакции рудотранспортирующих растворов второго этапа с пиртитами, т. е. при некоторых условиях предрудное выщелачивание пирритов сопровождается не только растворением пирита, но и появлением сульфида железа с меньшим содержанием серы. Произведенные расчеты показали, что реакция $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S}$ идет с высвобождением больших количеств серы и метасоматической усадкой (~27%). Вероятно, этим можно объяснить нередко наблюдаемое преимущественное осаждение первого по времени выпадения сульфида-халькопирита — именно на пирротиновом субстрате и возникновение богатых медно-пирротиновых руд с эмульсионно-вкрапленной структурой распределения халькопирита.

Принципиальная хронологическая последовательность пиртиты → пирротин → сульфиды меди, цинка или пиртиты → пирротин + сульфиды меди → сфалерит характерна не только для уральских месторождений Озерного, Узельги и Сибая, но и для лагестанского Кизил-Дере, азэр-

байджанского Филизчая, американского месторождения Кайяна, австралийского Нэйне и т. д.

2. **Метаморфическая пирротинизация** (диссоциация) пиритов происходит либо как следствие метаморфизма амфиболитовой фации (месторождение Маук, Средний Урал), либо в термических ореолах изверженных пород (месторождение Весеннее в Мугоджарах). Эксперименты по взаимодействию колчеданных руд с базальтовым расплавом помогли оценить большую геохимическую роль серы, высвобождающейся из пирита при его термической диссоциации (Жабин, Попов, 1974). Этим явлением были объяснены, например, причины наложения регенерированных рудных минералов на дайки базитов, пересекающие массивные сульфидные руды, и дополнительных линейных ореолов регенерированного вещества вдоль послерудных(!) даек по их восстановлению.

3. **Метаморфическая десульфуризация медных руд.** Последовательная смена: халькопирит первичный (35% S) — борнит (28% S) — халькозин (20% S). Продукты подобной ступенчатой метаморфогенной реакции сосредоточены в краях линзовидных тел или образуют тонкий замкнутый «чехол» вокруг рудных тел (например, месторождение Гай, Южный Урал).

4. **Замещение пирита агрегатом минералов с закисным железом и кислородом** (десульфуризация в восстановительных гидротермальных условиях): пирит → магнетит + сидерит + вивианит (месторождение Сибай, Южный Урал).

5. **Десульфуризация в окислительных условиях.** Гипергенез. Сульфаты, окислы. Например, CuFeS_2 (халькопирит) → CuFeO_2 (делафоссит).

ВЫВОДЫ

Для возникновения промышленного гетерогенного колчеданного месторождения на пирититовой основе кроме неперемного наличия самих пирититов необходимо их предрудное выщелачивание. В результате металлоносный поток захватывает протопиритовую серу, необходимую для осаждения полиметаллов и происходит текстурная подготовка пирититового тела как вмещающей породы к рудоотложению в стандартном зональном порядке.

После захвата протопиритовой серы рудоносными бессернистыми гидротермами ход рудоотложения принципиально не отличается от рудоотложения из первично-сульфидоносного потока. Именно это и обуславливает большое сходство многих сульфидных гомогенных и гетерогенных месторождений в отношении порядка сульфидоотложения (зональности отложения) и минерального состава руд.

Наличие признаков предрудного кислотного растворения пирититов перед отложением промышленных генераций халькопирита и сфалерита может служить одним из доказательств автономного (вне зональной колонки полиметаллического оруденения) генезиса пирититов, а следовательно, и гетерогенности самого колчеданного месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Власов Г. М., Борисов О. Г. Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений пород при поисках руд. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 5, с. 517—529.

Грамберг И. С. Основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса морских глинистых отложений. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 109—115.

Григорьев Д. П. К дискуссии о медной минерализации колчеданных месторождений. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1949, ч. 78, вып. 1, с. 72—80.

Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1948, ч. 77, вып. 1, с. 32—42.

Жабин А. Г., Попов В. С. Эксперимент по взаимодействию базальтового расплава со сплошными сульфидными рудами. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 4, с. 88—91.

Жабин А. Г., Русинов В. Л. Классификация и генезис псевдоморфоз. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 3, с. 241—253.

Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения. — «Геология рудных месторождений», 1974, т. 16, № 2, с. 60—75.

Жабин А. Г. Реакционное взаимодействие рудоносных гидротерм с телами пиритов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 3, с. 661—664.

Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1950, ч. 79, вып. 2, с. 113—126.

Киссин И. Г., Паломов С. И. О метаморфизации морской воды при взаимодействии с горными породами в условиях повышенных температур. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 2, с. 428—431.

Лавринг Т. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 107—137.

Логинев В. П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность в гидротермальных рудных месторождениях. Т. 2. М., «Наука», 1974, с. 7—85.

Овчинников Л. П. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 5, с. 44—58.

Овчинников Л. П., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геолого-статистическим данным). — «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 6, с. 17—31.

Питвева Е. К. Генетические группы минерализованных вод осадочных отложений. — В кн.: МГР. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968, с. 58—63.

Сейфуллин Р. С., Красников В. И. Физическая природа рудолокализирующей роли пирита. — «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья». Вып. (53). Чита, 1968, с. 156—158.

Сейфуллин Р. С., Красников В. И. Некоторые электрофизические свойства пирита, определяющие его рудолокализирующую роль. — «Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР», 1969, т. 5, вып. 1, с. 53—56.

Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Т. 2. Прага, 1965, с. 35—46.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 6, с. 3—15.

Шадлул Т. Н. Некоторые замечания к статье Д. П. Григорьева «Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала». — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1949, т. 78, вып. 1, с. 70—74.

Schermerhorn L. J. G. The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian pyrite belt. — «Mineral. Deposita», 1970, v. 5, N 3, p. 273—279.

Stanton R. L. General features of the conformable «pyritic» orebodies. Pt. 1. Field association. — «Canad. Mining and Metallurg. Bull.», 1960, v. 53, N 573, p. 24—29.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1957, v. 68, N 12, pt. 1, p. 1637—1657.

В. Е. ЗАГОРСКИЙ, В. М. МАКАГОН, В. М. ШМАКИН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Первые публикации по первичным ореолам рассеяния вокруг жил редкометалльных пегматитов появились в отечественной литературе в конце 50-х гг. (Калита, 1959; Ермолаев и др., 1960; Щербин, Осетров, 1961). Одновременно была показана возможность использования минералов-

метасом в зонах экзоконтактового изменения в качестве минералов-индикаторов пегматитов (А. И. Гинзбург, И. В. Гинзбург, 1957; Суслова, 1959). Интерес к ореолам редкометалльных пегматитов вновь повысился к концу 60-х—началу 70-х гг. (Беус и др., 1968; Загоскин, Шиманский, 1971; Глебов и др., 1971, 1972; Виноградова и др., 1972; Макагон и др., 1974). Особое внимание привлекает возможность использования экзоконтактовых слюдитов в качестве нового типа редкометалльного сырья (Гинзбург и др., 1972; Овчинников и др., 1972; Глебов и др., 1974).

В настоящей работе обсуждаются генетические аспекты формирования ореолов в связи с процессами образования и изменения пегматитовых тел. Материалы для такого обобщения получены сотрудниками Лаборатории геохимии пегматитов СибГЕОХИ в процессе исследований 1969—1975 гг. в ряде докембрийских редкометалльных пегматитовых полей Сибири и европейской части СССР. Все изученные пегматиты относятся к натро-литиевому типу пегматитов, по А. Е. Ферсману (1960), и несут литиевое, цезиевое и ниобий-танталовое оруденение. Морфология и размеры пегматитовых тел, их состав и внутреннее строение отличаются чрезвычайным разнообразием. Среди детально изученных жил имеются полого- и круто-залегающие, простые и сложные по форме, зональные и незональные тела. По комплексу породообразующих минералов это альбит-микроклиновые, сподумен-альбит-микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты (кварц присутствует во всех случаях)*.

Процесс формирования подавляющего большинства пегматитовых тел, несущих редкометалльную минерализацию, подразделяется на два этапа — магматический и послемагматический. В первый при спокойной тектонической обстановке образовались высокотемпературные, большей частью крупнозернистые или блоковые существенно микроклиновые, сподуменовые, петалитовые и кварцевые, а в ряде случаев и клевеландитовые зоны. При активной тектонической деятельности в этот период формировались незональные пегматитовые жилы с преобладанием в их составе одного или двух из перечисленных минералов. На послемагматическом этапе пегматиты подверглись интенсивному замещению. При этом выделяются стадии: 1) гидролиза, 2) альбитизации и 3) грейзенизации. Процесс альбитизации может приводить к полному замещению первичных минеральных комплексов альбитом.

В некоторых полях относительно низкотемпературные существенно альбитовые пегматиты сформировались не метасоматическим путем, а в результате первичной кристаллизации альбита из пегматитового флюида параллельно с автометасоматическим замещением альбитом ранее выделившихся микроклина и (или) петалита.

Геохимические аномалии во вмещающих породах в пределах полей редкометалльных пегматитов могут возникать в результате различных процессов. Среди них выделяются:

1) аномалии редких элементов, обусловленные допегматитовыми региональными процессами;

2) ореолы полей редкометалльных пегматитов;

3) ореолы отдельных пегматитовых жил.

Из региональных процессов наибольший интерес представляют крупные зоны биотитизации в амфиболитах, образовавшиеся в условиях площадного кремне-калиевого метасоматоза (Глебов и др., 1973). Содержания Li, Rb и Cs в таких зонах в несколько раз превышают фоновые, свойственные неизменным амфиболитам. Однако эти «аномалии» связаны с обычными различиями в изоморфной емкости между биотитом и амфиболом по отношению к редким щелочным элементам. Они значительно уступают

* В большинстве случаев калиевый полевой шпат представлен триклинной модификацией, поэтому для краткости здесь и в дальнейшем он именуется микроклином.

по контрастности аномалиям, обусловленным присутствием редкометалльных пегматитовых тел.

В процессе становления пегматитовых полей формируются полигенные ореолы (Загорский, 1975), сходные с полигенными ореолами гидротермальных рудных месторождений (Таусон и др., 1969; Таусон, 1974). Так, в ряде случаев устанавливаются ореолы редких щелочей, например Li, для пегматитового поля в целом, на фоне которых выделяются ореолы отдельных жильных тел. Отличительными признаками ореолов пегматитовых полей являются очень большие размеры (до нескольких сотен метров от границ распространения пегматитов) и низкая контрастность (3—6-кратное превышение над фоном). В связи с этим в полях, приуроченных к толщам, для которых характерно частое переслаивание различных по составу вмещающих пород, уверенно выявить такие ореолы не всегда возможно.

Особенности состава вмещающих пород могут оказывать существенное влияние на геохимический спектр ореолов поля. В различных сланцах, содержащих биотит, структура которого благоприятна для изоморфного вхождения всех редких щелочей, могут формироваться ореолы Li, Rb и Cs, тогда как в амфиболитах ореол поля образует только Li, изоморфно замещающий Mg и Fe в структуре амфибола. При формировании ореолов поля всеми редкими щелочами наряду со сланцами обогащаются и региональные зоны биотитизации амфиболитов.

Генетическая сущность ореолов пегматитовых полей пока выяснена недостаточно. Наиболее вероятно, что они возникли в результате воздействия на вмещающие породы — по наиболее ослабленным зонам — высокотемпературных газовых отщеплений от очага, генерировавшего затем пегматитовые расплавы-растворы. Пространственное совпадение результатов такого воздействия с областями распространения пегматитовых жил объясняется, по-видимому, повышенной проницаемостью определенных зон как в предрудный (предпегматитовый), так и в собственно пегматитовый этапы развития единой магматической системы. Но не исключено, что ореолы полей формировались синхронно с внедрением пегматитовых расплавов в толщу метаморфических пород.

В пределах полей каждая из пегматитовых жил сопровождается собственными ореолами измененных пород и связанными с ними геохимическими аномалиями.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОКРУГ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Наиболее типичные процессы минеральных преобразований вмещающих пород в экзоконтактах пегматитовых жил — гольмквиститизация, ослоденение и турмалинизация. Кроме того, в ореолах нередко присутствуют такие вторичные минералы, как щелочной амфибол, эпидот, альбит, хлорит, микроклин, апатит, флюорит, кальцит, сульфиды.

Как правило, амфиболиты около пегматитовых жил подвергаются более глубоким и разнообразным минеральным изменениям, чем различные сланцы, поэтому общие закономерности экзоконтактных процессов удобнее рассмотреть на примере амфиболитов. Формирование околожильных ореолов осуществлялось как на этапе первичной кристаллизации минералов пегматитов из расплавов-растворов, так и на послемагматическом этапе развития метасоматических процессов в пегматитах.

Около магматических незамещенных петалит- или сподуменсодержащих жил устанавливается ореол развития гольмквистита мощностью не более 1—2 м. В экзоконтактах незамещенных жил без петалита и сподумена происходит лишь очень слабая перекристаллизация амфиболитов, реже в них появляются редкие чешуйки биотита. Ореолы магматического этапа формировались, очевидно, в результате потери пегматитовым рас-

плавом-раствором незначительных количеств редких и летучих компонентов при внедрении в относительно более холодные вмещающие породы.

Гораздо более интенсивные и широкие метасоматические преобразования вмещающих пород осуществлялись на послемагматическом этапе, одновременно с процессами замещения в пегматитовых телах. При этом экзоконтактовые изменения магматического этапа обычно полностью затухают.

Во время гидролиза пегматитов во вмещающих породах происходило лишь образование вторичного амфибола по роговой обманке, иногда обильного турмалина. В следующую по времени стадию натрового метасоматоза, при альбитизации калишпата, сподумена, петалита, поллуцита, во вмещающие породы в больших количествах выносились калий и редкие щелочи, которые связывались в новообразованных биотите и гольмквистите.

Тесно сопряженные во времени и пространстве процессы биотитизации и гольмквиститизации формируют метасоматические колонки, внешние зоны которых представлены биотитизированными, а внутренние — гольмквиститизированными разностями измененных пород. Отдельные жилы при этом могут быть окружены только ореолом биотитизации или гольмквиститизации. Наиболее широко развитый процесс биотитизации приводит иногда к возникновению вблизи контактов пегматитов анхимономинеральных слюдитов. Нередко наблюдается отчетливая прямая связь между интенсивностью процесса биотитизации в экзоконтактах и процесса альбитизации в пегматитовых телах.

В полях низкотемпературных существенно альбитовых пегматитов, сформировавшихся в результате кристаллизации основной массы альбита из пегматитового флюида параллельно с аутометасоматической альбитизацией микроклина и петалита, строение зональных ореолов измененных пород имеет иной вид. По направлению к контактам пегматитовых тел неизмененные амфиболиты последовательно сменяются зонами: 1) гольмквиститизации, 2) ослюденения и 3) хлоритизации. Ореолы пегматитовых жил в этих полях характеризуются рядом взаимосвязанных особенностей:

а) исключительно широко развит процесс хлоритизации, приводящий к образованию вблизи контактов специфических анхимономинеральных хлоритовых пород, содержащих примесь кварца и олигоклаза, а в ряде случаев и флюорита;

б) зоны ослюденения, особенно анхимономинеральные слюдиты, обогащены фтором (до 4—6%), входящим во флюорит и слюды, отвечающие по составу не биотиту, а протолитиюну-цинвальдиту;

в) зоны ослюденения и гольмквиститизации в колонке измененных пород меняются местами;

г) температура формирования ореолов относительно низка (300—420°C по результатам гомогенизации газовой-жидких включений) в сравнении с ореолами пегматитов, для которых характерно широкое развитие процесса альбитизации на послемагматическом этапе.

В изученных ореолах зоны гольмквиститизации формировались при близких температурах — около 400—420°C, тогда как процесс ослюденения амфиболитов в различных полях протекал в разных интервалах температур. В одних случаях ослюденение предшествовало развитию гольмквистита, проявляясь во внешних частях относительно высокотемпературных зональных метасоматических колонок, в других — следовало за гольмквиститизацией, формируя внутренние зоны более низкотемпературных ореолов. Можно предполагать, что одним из главных факторов, регулирующих последовательность названных процессов, является концентрация (активность) фтора в растворах, влияющая, по-видимому, в большей степени на растворимость соединений калия, чем лития.

Для некоторых пегматитовых полей характерно широкое развитие эпидота в зонах биотитизации амфиболовых пород, а также замещение ильменита или титаномagnetита сфеном параллельно с биотитизацией ро-

говой обманки. Вблизи контактов пегматитовых тел и в ксенолитах биотитизированные породы иногда содержат порфиробласты альбита и апатита. Это имеет место в случаях, когда действие пегматитового флюида, из которого кристаллизовался альбит, или растворов, ответственных за процесс альбитизации, не ограничивалось пределами пегматитовых камер, распространяясь и на экзоконтактовые участки. Интенсивная альбитизация ксенолитов может приводить к преобразованию последних в кварц-альбитовую породу с типичной теневой структурой. Биотит в таких породах предшествует развитию альбита. В слюдитах и хлоритовых породах отдельных пегматитовых полей отмечается вкрапленность кальцита.

На характер экзоконтактовых процессов существенно влияет состав вмещающих пород. Это сказывается в широком развитии в сланцах в стадию гидролиза процесса мусковитизации андалузита, первичного биотита, а иногда и плагиоклаза (Скворцов и др., 1975) параллельно с образованием в ряде случаев мономинеральных турмалиновых оторочек на контактах. Процесс биотитизации сланцев в стадию альбитизации развит гораздо слабее, чем в амфиболитах, но широко проявлена перекристаллизация первичного биотита. Вторичный биотит отличается от первичного биотита сланцев характерной «лапчатой» формой обычно неориентированных чешуек, отсутствием в них углистых включений, а также значениями показателей преломления, которые в одних полях выше, а в других — ниже показателей преломления первичного биотита. Следует подчеркнуть, что вторичный биотит не подвергается мусковитизации (Макагон и др., 1974).

Со стадией альбитизации в пегматитах параллелизуются и процессы развития в ореолах микроклина и сульфидов, главным образом арсенипирита и леллингита. Но эти минералы встречаются далеко не во всех пегматитовых полях.

Новообразованный микроклин отмечается в сланцах в виде отдельных порфиробласт и тонких прожилков, но устойчивого возрастания его содержания по направлению к контактам не наблюдается. Устанавливается лишь явное наложение альбитизации на микроклинизацию. Ореолы сульфидизации шириной не более 5 м развиты около отдельных интенсивно альбитизированных пегматитовых тел.

В стадию грейзенизации в пегматитах в отдельных участках экзоконтактов происходит перекристаллизация околожильных пород с частичным изменением состава слагающих их минералов. Так, например, в одном из полей слюды экзоконтактовых слюдитов изменяют свой состав от протолигнитона-цинвальдита до высоколитиевого фенгит-мусковита с отчетливо выраженной тенденцией приближения к составу слюд из эндоконтактовых грейзеновых зон (Загорский и др., 1974).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ВОКРУГ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Особенности минеральных изменений вмещающих пород определяют элементный состав и контрастность геохимических аномалий в экзоконтактах пегматитовых жил. Наиболее существенные изменения содержания петрогенных элементов характерны для процесса ослюденения амфиболитов, являющегося следствием выноса из пегматитовых тел во вмещающие породы больших количеств калия и летучих компонентов (воды и фтора). Резкое увеличение количества воды, а иногда и фтора характерно также для зон хлоритизации. Наиболее общим геохимическим признаком для процессов минеральных преобразований амфиболитов (гольмквиститизации, ослюденения, хлоритизации) является снижение в экзоконтактах содержания кальция. Однако при избытке фтора кальций не выносится из экзоконтактовых зон, а фиксируется в виде флюорита. Изменения химического состава сланцев вблизи пегматитов менее контрастны и выражают-

ся, в основном, в увеличении содержания калия. Ни один из петрогенных элементов для поисков пегматитовых тел использовать нецелесообразно.

Надежные элементы-индикаторы редкометалльных пегматитов во вмещающих породах — редкие щелочи и в меньшей степени В, Sn. В ряде случаев аномалии образуют также Ве, Р, As, Sb, W, Тl, Bi.

С зонами гольмквиститизации (без биотита) связаны контрастные аномалии одного только лития. В биотитизированных породах накапливаются Li, Rb, Cs, иногда Sn и Ве. В анхимоминеральных слюдитах концентрации редких щелочей достигают промышленных, причем различные поля характеризуются разным соотношением Li, Rb и Cs в слюдитах. Наиболее распространены цезиевые слюдиты (Гинзбург и др., 1972; Овчинников и др., 1972). В последние годы выявлены также слюдиты, содержащие до 3% рубидия (Загорский, 1975).

Соотношения рубидия и цезия в экзоконтактных слюдах и слюдитах могут использоваться для прогнозной оценки пегматитов в отношении их цезиевой специализации. В экзоконтактных зонах нецезиеносных пегматитов рубидий резко преобладает над цезием. Обратные соотношения или сопоставимые количества этих элементов характерны для цезиеносных пегматитов — с поллудитом или без него.

Присутствие или отсутствие цезиевого минерала — поллудита — в пегматитовых телах определяется не только количеством цезия, но и концентрацией фтора в исходном расплаве. Высокое содержание последнего способствовало образованию слюд мусковит-лепидолитового ряда, концентрирующих цезий (Макагон, 1974; Загорский и др., 1975). В некоторых случаях богатый фтором расплав ликвидировал с обособлением щелочно-фторидной его части (Глебов и др., 1974). Взаимодействие обогащенного F, K, Rb и Cs расплава с вмещающими амфиболитами приводило к образованию в экзоконтактах пегматитов цезиевых слюдитов, содержащих вкрапленность флюорита.

Кроме высоких содержаний редких щелочей и фтора зоны слюдитов дают положительные аномалии Sn, иногда As, Sb и W. Более низкотемпературные зоны хлоритизации характеризуются мало контрастными положительными аномалиями Li, реже Rb и Cs, а иногда также высококонтрастными аномалиями F. В турмалинизированных породах всегда фиксируются аномально высокие содержания бора. Проявление позднего процесса грейзенизации в пегматитах сопровождается понижением аномальных концентраций Li, Rb и Cs в узких экзоконтактных зонах.

Первичные ореолы рассеяния Li в амфиболитах нередко оказываются более широкими, чем ореолы видимых минеральных изменений. Они обусловлены процессами частичной перекристаллизации амфиболитов с некоторым обогащением роговой обманки литием.

Разнообразие форм и размеров минеральных и элементных ореолов около отдельных тел определяется рядом факторов:

а) трещиноватостью вмещающих пород, в первую очередь интенсивностью проявления в пределах поля внутрирудной тектоники, облегчающей миграцию растворов;

б) площадью контакта пегматитов с вмещающими породами, увеличение которой при одном и том же объеме пегматитового вещества создает дополнительные возможности для реализации контактовых процессов;

в) интенсивностью процессов замещения в пегматитах, приводящих к выносу щелочных элементов во вмещающие породы;

г) диффузионным или инфильтрационным механизмом метасоматических преобразований в экзоконтактных зонах.

Как показало детальное изучение химизма и оптических свойств минералов переменного состава в околосильных метасоматических колонках, в зависимости от механизма формирования выделяются диффузионные, инфильтрационные и комбинированные диффузионно-инфильтрационные ореолы (Загорский и др., 1974).

Во всех пегматитовых полях около пегматитовых жил, залегающих в массивных основных породах, наблюдаются высококонтрастные, но маломощные (до нескольких метров) диффузионные ореолы. Менее контрастные, но гораздо более широкие (до 30—50, иногда до 100 м) инфильтрационные ореолы характерны для пегматитов, залегающих в сланцевых толщах, особенно в полях с беспокойной в период формирования пегматитовых тел тектонической обстановкой. Наряду с ореолами, сформировавшимися в условиях резкого преобладания диффузии или инфильтрации, в полях редкометалльных пегматитов широко развиты диффузионно-инфильтрационные ореолы, для которых характерны значительная мощность, высокая контрастность вблизи контактов жил и большая дисперсия содержаний на удалении от контактов.

ВОПРОСЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Первичные ореолы могут использоваться в качестве индикаторов редкометалльных пегматитов на этапах поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

Ореолам поля, как указывалось выше, свойственна слабая контрастность, они отчетливо выделяются только для пегматитовых полей, расположенных в однородных по составу вмещающих породах. Эти ореолы могут использоваться на этапе детальных поисковых работ для уточнения контуров полей, а в случаях проявления постпегматитовой тектоники также для разбраковки тектонических блоков на перспективные и неперспективные для детальных поисков.

Ореолы около редкометалльных пегматитовых жил в разных полях имеют различную мощность и контрастность, и следовательно, различное поисковое значение. При использовании ореолов для поисков жил редкометалльных пегматитов необходимо учитывать геолого-структурные и литологические особенности пегматитовых полей, специфику процессов формирования пегматитовых тел, а также характер минеральных изменений вмещающих пород. Первичные ореолы — важный индикатор пегматитовых жил при поисках и прослеживании последних поверхностными горными выработками и буровыми скважинами на этапе поисково-разведочных работ, а также при проходке тяжелых горных выработок на этапах детальных разведочных и эксплуатационных работ.

Околожилные ореолы можно использовать и для оценки специализации пегматитов на редкометалльное сырье. Известно, что ореолы гольмквиститизации с высокими содержаниями лития развиты обычно около жил, содержащих в качестве первичных минералов сподумен или петалит (Глебов и др., 1973). Высокие содержания всех редких щелочей в ореолах свидетельствуют о наличии танталовой минерализации. Большая доля Cs в ореоле редких щелочей в зонах биотитизации около жил редкометалльных пегматитов и особенно преобладание Cs над Rb в этих зонах — признак цезиевого оруденения.

Наблюдающиеся в полях редкометалльных пегматитов зоны допегматитового регионального метасоматоза, не связанные с процессами формирования пегматитов, сопровождаются слабоконтрастными «ложными» аномалиями, затрудняющими использование первичных ореолов при поисках пегматитов. Критерием отличия этих «ложных» аномалий от околожилных ореолов является отношение $K/(Rb + Cs)$, которое для первых имеет высокие, а для вторых — низкие значения. Только в случаях наложения на зоны регионального метасоматоза ореолов поля и пегматитовых жил эти зоны могут иметь поисковое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. П., Кочемасов Г. Г., Леонтьева Л. А., Ситкин А. А. Геохимические поиски эндогенных месторождений (на примере тантала). М., «Недра», 1960. 260 с.
- Виноградова Н. А., Григорян С. В., Егоров А. П. Первичные ореолы редкометалльных пегматитов докембрия и их практическое значение.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 133—137.
- Гинзбург А. И., Гинзбург И. В. О голэмквистите.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 74, № 6, с. 1119—1122.
- Гинзбург А. И., Луговской Г. П., Рябенко В. Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 8, с. 3—6.
- Глебов М. П., Вишняков Н. Н., Срывцева Л. Н., Новиков В. М., Макрыгин А. И., Первичные ореолы рассеяния пегматитовых жил с редкометаллической минерализацией.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 138—141.
- Глебов М. П., Глюк Д. С., Собаченко В. Н., Шакин Б. М. Геохимические особенности процесса образования цезиевых слюдитов в амфиболитах.— «Геохимия», 1974, № 9, с. 1342—1348.
- Глебов М. П., Макагон В. М., Макрыгин А. И. Ореолы пегматитовых жил в связи с проблемой поисков редкометаллического оруденения.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 115—119.
- Глебов М. П., Ройзенман Ф. М., Шакин Б. М. О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 305—309.
- Ермолаев М. М., Игнатъева Т. С., Суслова С. И., Шахова Е. Г., Фарафонтьев П. Г. Руководство по комплексной методике поисков редкометаллических пегматитов натро-литиевого типа.— В кн.: Методика и техника разведки. Л., ОНТИ ВИТР, 1960.
- Загорский В. Е. Ореолы рудного поля и рудных тел танталосодержащих пегматитов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 149—153.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Макрыгин А. И. Особенности состава и условий формирования докембрийских пегматитов натро-литиевого типа с различной редкометаллической минерализацией.— В кн.: Тез. докл. 1 Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Макрыгин А. И., Скворцов В. А. О роли диффузионного и инфильтрационного метасоматоза в формировании ореолов редкометаллических пегматитов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 179—183.
- Загорский В. Е., Макрыгин А. И., Матвеева Л. Н. О высокорубидиевых литий-железо-магнезиальных слюдах из экзоконтактов редкометаллических пегматитов.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 143—147.
- Загорский В. А., Шиманский А. А. Строение первичных ореолов рассеяния редкометаллических пегматитов натро-литиевого типа.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. «Наука», 1971, с. 195—205.
- Калита Е. Д. К вопросу об ореолах рассеяния лития, рубидия и бериллия.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 205—212.
- Макагон В. М. Влияние физико-химических условий формирования редкометаллических пегматитов на их геохимические особенности.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 3, с. 693—696.
- Макагон В. М., Несмелов Г. Г., Полетаев И. А., Шакин Б. М. Экзоконтактовые изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитов с Та—Cs—Li специализацией.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 6, с. 1459—1472.
- Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е., Солодов Н. А., Хвостова В. А. Цезиевые слюдиты — новый перспективный тип цезиевого оруденения.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 3, с. 698—701.
- Скворцов В. А., Макагон В. М., Шакин Б. М. Типы танталосодержащих пегматитов, их экзоконтактовые изменения и первичные ореолы рассеяния на одном из месторождений Сибири.— «Геохимия», 1975, № 4, с. 584—594.
- Суслова С. И. К вопросу о минерале-индикаторе как поисковым признаке литиевых пегматитов.— В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 154—160.
- Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов в полях рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 118—123.
- Таусон Л. В., Санин Б. П., Кавьмин Л. А. Особенности эндогенного ореола Ханчерагинской интрузии.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 187—193.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. VI. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шербин С. С., Осетров О. А. Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 79—90.

ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ЛЕНСКОМ ЗОЛОТОНОСНОМ РАЙОНЕ

В течение длительного времени геологического изучения Ленского золотоносного района, известного своими россыпями, происхождение рудопроявлений, послуживших источниками россыпей, связывалось с гранитоидными интрузиями. Представлялось, что золоторудные проявления являются типичными гидротермальными образованиями, вещество которых поступило с газово-жидкими выделениями из магматических очагов. Этой точки зрения придерживался В. А. Обручев (1891, 1923), и она до сих пор пользуется признанием целого ряда геологов.

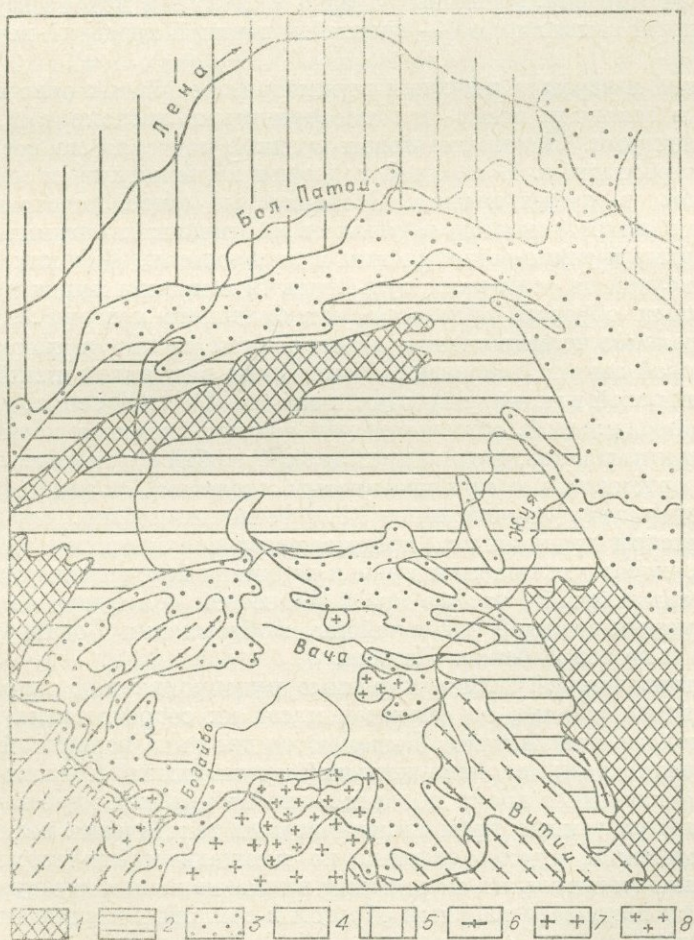


Рис. 1. Схема геологического строения Ленского золотоносного района.

1 — осадочные и магматические породы нижнего и среднего протерозоя (чуйская толща, тепторгинская серия, гранитоиды чуйско-кодарского и амандракского комплексов). Верхнепротерозойские отложения (патомская серия): 2 — нижняя (балаганская) подсерия; 3 — средняя (кадаликанская) подсерия; 4 — верхняя (бодайбинская) подсерия; 5 — кембрийские отложения. Верхнепротерозойские и палеозойские комплексы гранитоидов: 6 — мамско-оронский; 7 — тельмамский; 8 — конкудеро-мамаканский.

Однако постепенно накапливались данные, согласно которым источник рудных веществ и прежде всего самого золота следует видеть в осадочных породах. Предполагается, что в процессе осадкообразования возникали повышенные, возможно значительно, концентрации золота. Впоследствии золото было перераспределено в результате процессов гидротермального типа, связь которых с магматической деятельностью не исключена, но вовсе не обязательна. В настоящее время на основе совокупности этих данных второй путь образования золоторудных проявлений представляется наиболее вероятным.

Основными элементами геологического строения Ленского золотоносного района (рис. 1) являются Витимо-Патомско-Нечерский антиклинорий, расположенная севернее, примыкающая к краю Сибирской платформы Витимо-Ченченская краевая складчатая зона и к югу от антиклинория — Бодайбинский синклинорий. Антиклинорий, образующий в плане дугу, сложен метаморфизованными вулканогенными и осадочными, преимущественно терригенными отложениями нижнего и среднего протерозоя, проникнутыми гранитоидными интрузиями, и нижней подсерии верхнего протерозоя. Ченченская зона выполнена породами средней, а Бодайбинский синклинорий — средней и верхней подсерий верхнего протерозоя.

Средняя и верхняя подсерии верхнепротерозойских отложений представлены в основном мелко- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Некоторые свиты средней подсерии по составу существенно карбонатные. В верхней подсерии карбонатные породы встречаются лишь в самых верхах. Особенностью обеих подсерий верхнего протерозоя является наличие горизонтов, обогащенных органическим веществом (черные и темно-серые сланцы и алевролиты). Для них характерно также присутствие осадочных сульфидов (в основном пирита) и карбонатов (главным образом железисто-магнезимального состава). Наибольшее распространение черные сланцы и алевролиты имеют в хомолхинской и догалдынской свитах, встречаются они также в джемкуканской, аунакитской, анангской и некоторых других свитах. Вачская свита, являющаяся также черносланцевой, отличается углеродисто-кремнеземистым составом (можно предположить, что она представляет собой органогенный осадок из остатков организмов с кремнеземистым скелетом), тогда как в других свитах содержится значительное количество глинозема.

Комплексы гранитоидов, прорывающих верхнепротерозойские отложения и относящихся частично еще к верхнему протерозою (мамско-оронский и тельмамский), частью же к палеозою (конкудеро-мамаканский), распространены в южной части района, в обрамлении Бодайбинского синклинория и по левобережью Витима.

Золотоносные россыпи и коренные рудопроявления золота встречаются по всему району, но основная масса их сосредоточена в пределах Бодайбинского синклинория. Выделяются два типа первичной золотоносной минерализации: кварцево-жильный и сульфидный прожилково-вкрапленный. В последнее время показано, что по крайней мере в части рудопроявлений указанные типы минерализации генетически взаимосвязаны. В распределении рудопроявлений по площади наблюдается отчетливо выраженный контроль их положения пликативными структурами. Рудопроявления находятся главным образом в замковых частях антиклинальных складок.

Для анализа возможной связи золотого оруденения с интрузиями гранитоидов существенное значение имеет следующее обстоятельство. Рудопроявления практически не встречаются в самих гранитных массивах. Лишь изредка на их площади наблюдается незначительная минерализация того же типа, что и в осадочных породах — кварцевые прожилки с мусковитом и пиритом в зальбандах и повышенным содержанием золота

(Каширин и др., 1975). Как правило, не обнаруживаются они и в приконтактовой зоне у гранитных массивов. Рудопроявления располагаются преимущественно в удалении от гранитных интрузий. Это было отмечено еще В. А. Обручевым. Отсутствие золоторудных проявлений вблизи гранитных интрузий он объяснял неблагоприятными для рудоотложения условиями контактового метаморфизма. В. А. Обручев предполагал, что под всем Ленским районом залегает единый гранитный батолит, и связывал рудопроявления золота с поднимающимися над поверхностью батолита куполами и штоками, как структурами, наиболее благоприятными для выделения магматических эманаций.

Впоследствии было выяснено, что гранитные массивы Ленского района не могут рассматриваться как части единого батолита, так как имеют различный возраст — от нижнего протерозоя (древнее пород, вмещающих оруденение) до палеозоя. На основе новых данных А. Л. Александров, Н. А. Львова (1973) и В. С. Малых (1974) считают, что в южной, наиболее хорошо изученной части, района рудоносные интрузии располагаются по разломам, ограничивающим Бодайбинскую впадину. Предполагается, что рудопроявления различного минерального состава характеризуются зональным расположением вокруг этих интрузий, причем внутри и вблизи них встречаются кварцевые жилы с молибденитом, а также кварц-полевошпатовые и пегматитовые жилы с шеелитом и касситеритом, в экзоконтактах интрузий — вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация с преобладанием пирротина над пиритом, а в наибольшем удалении от интрузий, в центре синклиория, — рудопроявления золота.

Слабость аргументации в пользу гипотезы магматического источника золота заключается в отсутствии непосредственной пространственной связи месторождений и гранитоидных интрузий. Ни на одном конкретном примере эта связь не может быть убедительно продемонстрирована. Золотоносные россыпи и большая часть известных коренных рудопроявлений золота сосредоточены в двух узлах — северной и центральной частях Бодайбинского синклиория. Первый из названных узлов расположен в зоне внедрения гранитоидных интрузий. Но прямого соответствия между положением месторождений и интрузий здесь нет. Единственное исключение составляет Сухоложское рудопроявление, но и оно находится от выхода гранитной интрузии довольно далеко — в 10—12 км, а продолжение интрузии под рудопроявление не доказано. Во втором узле рудопроявления удалены от ближайших выходов гранитных массивов на 20—30 км и более. Предполагается, что интрузии могут залегать здесь на глубине, но доводы в пользу этого предположения слишком слабы. По данным гравитационных съемок отмечается наличие легких масс на глубине, однако соответствие их гранитоидным интрузиям проблематично.

Содержание золота в гранитоидах Ленского золотоносного района (Каширин и др., 1975) находится в пределах среднего для этого типа пород (1,6—4,7·10⁻⁷%). Наблюдается увеличение содержания металла в связанных с интрузивными массивами жильных сериях, а также в автотасоматически измененных разновидностях гранитоидов и, как уже отмечалось, появление в гранитах незначительной кварц-пиритовой золото-содержащей минерализации. Все это указывает на потенциальную возможность образования золотого оруденения в связи с магматическими интрузиями. Однако отсюда не следует, что эта возможность реализуется и известные в Ленском районе месторождения золота имеют подобное происхождение.

В пользу осадочного источника золота говорят литологический контроль оруденения и повышенные содержания золота в определенных разновидностях осадочных пород. Литологический контроль заключается в том, что преобладающее большинство золоторудных проявлений приурочено к горизонтам черных сланцев и алевролитов, характеризую-

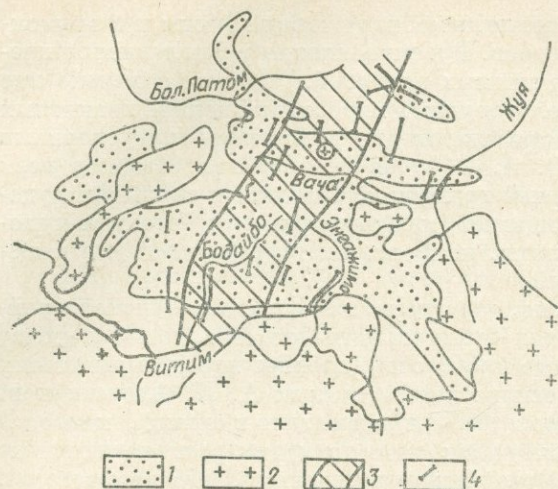


Рис. 2. Схема опробования осадочных горных пород Бодайбинского синклинория.

1 — верхняя подсери́я Патомской серии (верхний протерозой); 2 — гранитоиды; 3 — полоса повышенных концентраций золота; 4 — опробованные разрезы осадочных пород.

в 1-й и 3-й подсвитах. Максимально насыщены прослоями черных сланцев и алевролитов срединные пачки 1-й и 3-й подсвит. Соответственно максимальная минерализация наблюдается в этих пачках (Гапон, Ганеева, 1969). В хомолхинской свите наиболее интенсивной золотоносной минерализацией отличается так называемый горизонт сажистых филлитов (Попов, Лисий, 1974). Кроме хомолхинской и догалдынской свит горизонты черных сланцев и алевролитов с приуроченными к ним золоторудными проявлениями имеются в джемкуканской, аунакитской и анангурской.

Для изучения распределения золота в осадочных породах Ленского района нами была проведена специальная работа (Шергин, 1973). В различных местах Бодайбинского синклинория опробованы разрезы осадочных пород (рис. 2). Средние содержания золота по свитам колеблются в пределах от 0,7—0,8 до $4,7 \cdot 10^{-7}\%$, т. е. находятся на уровне или несколько ниже кларка золота в земной коре ($4,3 \cdot 10^{-7}\%$, по А. П. Виноградову), но выше, чем кларк в осадочных породах ($1 \cdot 10^{-7}\%$). Заметно повышенными содержаниями золота (до $3,6—5,4 \cdot 10^{-6}\%$, а по отдельным пробам до $1—2 \cdot 10^{-5}\%$) отличается вачская свита. Внутри свит содержания золота зависят от гранулометрического состава осадков. За исключением краевых участков бассейна осадкообразования, содержание золота в тонкозернистых осадках (пелитах и алевролитах), как правило, выше, чем в более грубозернистых (песчаниках).

Разрезы осадочных пород выбирались для опробования вдали от рудопроявлений. На этих участках содержания золота в хомолхинской и догалдынской свитах в целом находятся примерно на том же уровне (местами несколько выше), что и в других свитах. Но в черносланцевых горизонтах свит содержания золота даже здесь заметно повышены. Как правило, в породах темной окраски они не менее, чем в 1,5—2 раза больше, чем в светлоокрашенных. Нередко они достигают сотых долей грамма на тонну. Если же принять, что золото наложенной минерализации на участках рудопроявлений, по крайней мере, частично происходит из осадочных пород, то можно сделать вывод, что содержания осадочного золота в черных сланцах и алевролитах достигают десятых долей грамма на тонну, а иногда, может быть, единиц.

щихся, как указывалось выше, помимо повышенного содержания органических веществ наличием сульфидов (пирита) и карбонатов. Особенно много таких пород в хомолхинской и догалдынской свитах, что обуславливает нахождение большей части рудопроявлений именно здесь.

Связь золотого оруденения с черными сланцами и алевролитами прослеживается в деталях. В догалдынской свите выделяются четыре подсвиты, из которых две (1-я и 3-я) содержат черные сланцы, а другие две (2-я и 4-я) сложены преимущественно песчаниками серого и зеленоватого цвета. Золотоносная минерализация наблюдается практически только

Таким образом, в Ленинском районе черные сланцы заметно обогащены золотом. Как известно, черные сланцы вообще характеризуются повышенными содержаниями целого ряда металлов (Сердюченко, Потемкин, 1969) и в данном случае проявляется общая закономерность. Вопрос об обогащении черных сланцев золотом рассматривался Р. В. Нифонтовым (1957).

Изучение отобранных нами проб показало, что между содержаниями органического углерода и золота наблюдается прямая, большей частью строго выдержанная корреляция. Получены также данные, свидетельствующие о непосредственной связи золота с органическими веществами (Гапон, Волоскова, 1975). При обработке проб с извлечением различных групп органических веществ оказалось, что в породах, не содержащих наложенной минерализации, значительная часть золота связана с органическими веществами, главным образом с гуминовыми кислотами и высокополимеризованными гуминами, в меньшей степени с битумами и фульвокислотами. В породах с наложенной минерализацией, где осадочное золото испытало перераспределение, большая часть его не переходит в экстракты органических веществ.

В распределении золота осадочных пород по площади Бодайбинского синклиория наблюдается закономерность, заключающаяся в том, что в его срединной части проходит полоса повышенных концентраций золота, протягивающаяся в северо-восточном направлении. Эта полоса отличается и по особенностям состава осадочных карбонатов, отражающих обстановку осадкообразования. В пределах ее карбонаты осадочных пород имеют преимущественно магнизиально-железистый состав. Западнее содержания золота уменьшаются, причем более грубые осадки здесь содержат больше золота, чем тонкие, что связано, вероятно, с увеличением роли кластического золота. Количество карбонатов уменьшается, и состав их сдвигается в кальциевую сторону. Эта зона соответствует прибрежной области моря. Содержание золота уменьшается также к востоку от указанной центральной полосы. Карбонаты на восточных площадях становятся более обильными и приобретают кальциево-магниевый состав. Существенно, что в пределы обогащенной золотом полосы осадочных пород попадает большая часть известных в Бодайбинской синклинали коренных рудопроявлений золота и главнейшие россыпи.

При наличии отчетливо выраженных признаков концентрирования металла в определенных типах осадочных пород высоких содержаний золота несомненно осадочного происхождения в Ленском районе пока не зафиксировано. На участках, где содержания золота достигают десятых долей, единиц граммов на тонну и больших величин, как правило, обнаруживается наложенная минерализация гидротермального типа (находящиеся в пространственной взаимосвязи кварцевые жилы, прожилки и прожилково-вкрашенная сульфидная минерализация). Золото этих рудопроявлений могло быть заимствовано из вмещающих пород. Возможны два пути мобилизации осадочного золота и образования более высоких концентраций его в зонах наложенной минерализации: а) вынос золота в результате метаморфизма осадочных пород и отложение его метаморфогенными гидротермальными растворами; б) перераспределение золота внутри обогащенных им осадочных толщ гидротермальными растворами того или иного происхождения.

Веским доводом в пользу метаморфогенной гипотезы (Буряк, 1966; и др.) является приуроченность рудопроявлений преимущественно к слабометаморфизованным породам (зеленосланцевой фации) и отсутствие их в породах более высокотемпературных фаций метаморфизма. Выше указывалось, что это обстоятельство отмечал еще В. А. Обручев, но он рассматривал лишь контактовый метаморфизм под воздействием гранитных интрузий. Данные о поведении золота в процессе регионального метаморфизма осадочных пород Ленского района получены главным образом

Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной (1975). Согласно данным этих авторов, при метаморфизме происходит вынос золота из высокотемпературной части амфиболитовой фации и накопление его в породах эпидот-амфиболитовой или высокотемпературной части зеленосланцевой фации. Этот процесс осуществлялся в силикатных породах. В карбонатных породах золото наряду с рядом других элементов (Fe, Mg, Co, Ni, Cu) остается малоподвижным.

По В. А. Буряку (1966), вынос золота мог происходить также из реоморфических и палингенных гранитов. Здесь метаморфическая гипотеза смыкается с магматической с тем различием, что золото магматических очагов считается также первичноосадочным.

Слабым местом гипотезы метаморфогенно-гидротермального образования рудопроявлений является приуроченность их именно к тем горизонтам пород, в которых концентрировалось осадочное золото. В северной части Бодайбинского синклиория на дневную поверхность выходят породы различных свит средней и верхней подсерий патомской серии верхнего протерозоя (от мариинской в низах средней подсерии до илигирской в верхах верхней подсерии). Складки имеют здесь значительный вертикальный размах, так что один и тот же горизонт может находиться одной своей частью в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма, а другой — в зоне более высокотемпературных фаций. Но и в этом случае предстоит объяснить, почему перераспределение золота происходит в пределах одного, первоначально обогащенного металлом горизонта или типа пород и не ответвляется в соседние горизонты.

В центральной части синклиория, например в пределах Артемовского рудного поля, на поверхности обнажаются лишь верхние и отчасти средние свиты верхней подсерии. Хотя складчатость здесь довольно напряженная, по характеру структуры нельзя представить, чтобы породы верхних свит, например догалдынской, проникали на значительную глубину и вступали в зону высокотемпературного метаморфизма. Высокотемпературному метаморфизму должны подвергаться здесь более древние свиты. Золото и другие подвижные в процессе метаморфизма вещества должны подниматься здесь вверх через серию свит по разломам или зонам повышенной проницаемости другого характера. Но при этом трудно объяснить, почему принесенное снизу золото должно отлагаться именно в тех горизонтах, которые уже были обогащены золотом осадочного происхождения.

Приуроченность золоторудной минерализации к черным сланцам и алевритам связывают с тем, что эти породы, ведущие себя в складкообразовании инкомпетентно, при переслаивании с более компетентными породами (песчаниками) обуславливают возникновение полостей отслаивания и других зон повышенной проницаемости. Но этим нельзя объяснить совпадение участков концентрирования осадочного золота и отложения золота в ходе наложенных процессов.

Очевидно, указанное совпадение не случайно. Оно ясно свидетельствует о том, что золото заимствовалось из тех же свит, в которых проявлялась и наложенная золотоносная минерализация, хотя расстояния переноса могли быть довольно значительными. Это предположение соответствует имеющимся представлениям об общем характере минерализации, взаимоотношениях между различными ее типами и их пространственной зональности (Поликарпочкин, 1972).

Вертикальная зональность золотоносной минерализации Ленского района характеризуется наличием четырех главнейших зон, различающихся между собой по минеральному составу (рис. 3). Нижней из них является зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, содержащей золото. Она охватывает целые горизонты или пачки пород значительной мощности, хотя интенсивное проявление ее приурочено к более локальным зонам. Из соотношения вкрапленников и прожилков с вмещаю-

щими породами видно, что образование их происходит в значительной степени метасоматическим путем. При этом из объемов, занятых сульфидными вкрапленниками и прожилками, непосредственно в процессе замещения сульфидными или через промежуточные стадии выносятся преобладающее большинство компонентов, а привносятся железо и сера.

Большую часть массы выносимых компонентов составляет кремнезем (содержание SiO_2 во вмещающих породах обычно находится в пределах 55—65%). Судьба выносимого кремнезема может быть различной. В одних случаях вблизи точек сульфидизации не отмечаются признаки повторного отложения кремнезема. Здесь сульфиды — единственные минералы прожилков и вкрапленников. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что в вертикальных разрезах зон сульфидизации чисто сульфидные вкрапленники и прожилки приурочены к более глубоким горизонтам. Кроме того, по вертикали изменяются минеральные формы сульфидов железа. В верхних частях зон сульфидизации резко преобладает пирит, ниже появляется пирротин, который по мере продвижения на глубину постепенно становится господствующим. В других случаях, преимущественно на более высоких горизонтах, вкрапленники и прожилки сульфидных минералов (пирита) окружены кварцевыми оторочками. Это означает, что выносимый из пород кремнезем частично сбрасывается в непосредственной близости к точкам сульфидизации и лишь часть его переносится на большее расстояние.

Таким образом, для нижней зоны существен вынос кремнезема, причем в нижних частях ее он более полный, чем в верхних. Количество сульфидов по отношению к общей массе пород колеблется в этой зоне от долей процента до 2—3% и лишь иногда достигает больших величин. Железо и сера могут быть привнесены в центры сульфидизации из пород, составляющих непосредственное их окружение, или поступать из более глубоких частей зоны минерализации. Имеющегося во вмещающих породах резерва железа вполне достаточно для образования пирита и пирротина. В черных сланцах Ленского района часто повышены содержания железа (до 7—8% и более). Достаточно для образования сульфидов также имеющегося во вмещающих породах количества серы, так как среднее содержание ее в осадочных породах составляет 0,3% (по А. П. Виноградову), а в черных сланцах оно может быть значительно большим. В нижних частях зоны сульфидная минерализация, по-видимому, ослабевает, и это может свидетельствовать о выносе отсюда серы на вышележащие уровни.

Характер распределения золота в нижней сульфидной зоне минерализации в связи с указанными изменениями ее минерального состава пока еще недостаточно изучен. В разведанных рудопроявлениях более высокие содержания золота приурочены к тем занимающим сравнительно высокое положение в вертикальном разрезе частям зоны, где сульфидные вкрапленники и прожилки имеют кварцевые оторочки. В этом случае обогащение золотом также можно объяснить выносом его из более глубоких частей зон минерализации.

Выше зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации описанного характера располагается зона развития кварцевых жил или окварцевания иных морфологических типов. Впервые такое соотношение между про-

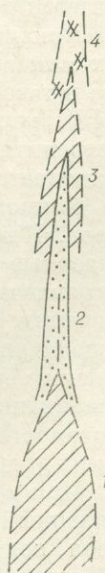


Рис. 3. Зональность золоторудных проявлений Ленского района. 1 — нижняя сульфидная зона с золотом; 2 — промежуточная кварцевая зона; 3 — верхняя сульфидная зона с золотом; 4 — зона надрудных ореолов (карбонатизации).

жилково-вкрапленной сульфидной минерализацией и кварцевыми жилами отмечено В. А. Буряком с соавторами (1974). Образование кварцевых жил также было существенно метасоматическим процессом, причем из пород выщелачивалось преобладающее большинство компонентов, а взамен отлагался принесенный снизу кремнезем. Выщелачивание затрагивало и содержащиеся в породах золото и сульфидные минералы. Поэтому золота и элементов, связываемых в виде сульфидов, в кварцевых жилах, как правило, значительно меньше, чем во вмещающих породах. Повышенные содержания золота и сульфидов, которые обнаруживают пространственную взаимосвязь, встречаются в кварцевых жилах в двух положениях: а) в центральных частях или беспорядочно расположенных участках повышенной проницаемости, где они развиваются по кварцу; б) в зальбандовых частях, где они обычно связаны с неполностью замещенными остатками вмещающих пород.

Третья зона представлена сульфидной минерализацией в эндоконтактовой части кварцевых жил и в прилегающих породах. В зальбандах жил ширина полос сульфидизации не велика и, как правило, не превышает десятков сантиметров или первых метров, но по восстанию может распространяться на значительное расстояние. Сульфиды обычно образуют мелкую вкрапленность, реже сплошные выделения и никогда не сопровождаются кварцевыми оторочками. Аналогично нижней сульфидной зоне здесь также содержится золото. Кроме сульфидов и золота в этой зоне развиты карбонаты, серицит и полевые шпаты (на Ленских рудопроявлениях преимущественно альбит).

Процесс, происходивший в кварцевой зоне, может быть охарактеризован как кислотное выщелачивание, сопровождавшееся отложением кремнезема. В нижней сульфидной зоне существовали, очевидно, более щелочные условия, причем золото отлагалось в области перехода от этих условий к кислым. Верхнюю сульфидную зону можно рассматривать как область нейтрализации кислых растворов на фронте взаимодействия их с вмещающими породами. Подщелачивание растворов в результате взаимодействия их с породами приводило к отложению золота и сульфидных минералов, выщелоченных из нижележащей кварцевой зоны. Таким образом, между выщелачиванием веществ в кварцевой зоне и отложением их в верхней сульфидной зоне устанавливается прямая связь.

Можно полагать, что причиной изменения кислотности, вызывающей охарактеризованное перераспределение веществ в зонах минерализации, является режим углекислоты. Участие углекислоты в процессе золотоносной минерализации доказывается широким распространением карбонатных минералов, а также наличием значительных количеств углекислого газа в газовой-жидких включениях различных минералов. По С. Д. Шеру (1958), характерный тип околорудных изменений в Ленском районе — лиственитизация, наиболее существенный отличительный признак которой заключается в наличии карбонатов.

Возможно, что происходила мобилизация углекислоты из осадочных пород. Как отмечалось выше, черные сланцы Ленского района содержат осадочные карбонаты. Постепенное повышение кислотности растворов по направлению их фильтрации могло происходить вследствие опережающей миграции углекислого газа. Наиболее кислые условия, приводившие к выщелачиванию преобладающего большинства компонентов пород и отложению кремнезема, создавались в трещинных структурах, полостях отслаивания в замках антиклиналей и других участках повышенной проницаемости, куда вследствие господствовавшего здесь пониженного давления устремлялся углекислый газ.

При подщелачивании из углекислых растворов отлагались карбонаты. Связанный с этим процессом распространяющийся далеко по восстанию ореол надрудной карбонатизации составляет четвертую зону золотоносной минерализации.

Гидротермальные растворы, обусловившие образование наложенной минерализации, могли возникать в результате мобилизации воды из осадочных толщ, причем, очевидно, в зонах низкотемпературного метаморфизма. Можно также предположить воздействие на породы растворов, способствующих перераспределению в них веществ, источником которых являются магматические очаги, или представить перераспределение веществ осадочных пород в термических полях интрузий. Но последние предположения маловероятны, так как рудопроявления пространственно не связаны с интрузиями.

Предлагаемая гипотеза может быть названа гидротермально-осадочной по двум ее исходным положениям: первичному осадочному концентрированию золота и последующему гидротермальному его перераспределению. Она удачно объясняет закономерности размещения золотоносных рудопроявлений в Ленском районе, включая приуроченность их к горизонтам и пачкам осадочных пород, изначально обогащенным золотом, и отвечает представлениям о характере золотоносной минерализации.

Значение исходных повышенных содержаний золота во вмещающих породах очень велико. В тех случаях, когда кварцевые жилы и сопряженная сульфидная минерализация развиваются в породах, бедных золотом, золото с ними не связано или наблюдаются лишь слабые признаки золотоносности. Простым расчетом можно показать, что выщелачивание золота из зоны мощностью 100 м, длиной 1 км, на вертикальном интервале 200 м при низких содержаниях золота в породах (порядка $1 \cdot 10^{-7}\%$) может привести к возникновению лишь небольшого рудопроявления, а при содержаниях, в сто раз больших, что вполне вероятно для черных сланцев на участках золотоносной минерализации, — к образованию месторождения. Реальность выщелачивания и повторного отложения золота следует из данных о золотоносной минерализации. Во всяком случае это очевидно для кварцевой и верхней сульфидной зон — золото второй, по крайней мере частично, а скорее всего, нацело заимствовано из первой. Менее доказано подобное заимствование для золотоносной части нижней сульфидной зоны, но это связано с тем, что корни рудопроявлений слабо изучены.

Сказанное не означает, что в Ленском районе нет золоторудных месторождений других генетических типов. Поскольку мобилизация золота в метаморфических процессах представляется несомненной, вероятны гидротермально-метаморфогенные рудопроявления. Вблизи гранитоидных интрузий возможны рудопроявления с магматическим источником золота и других веществ. Но вряд ли это те рудопроявления, которые локализованы в черных сланцах.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. Л., Львова Н. А.* Бодайбинская впадина как магмоконтролирующая структура. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1387—1389.
- Буряк В. А.* О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 66—100.
- Буряк В. А., Лисий В. А., Попов Н. П., Хренов П. М.* Золотое оруденение в древних толщах Саяно-Байкальской складчатой области. — «Разведка и охрана недр», 1974, № 2, с. 6—11.
- Гапон А. Е., Волоскова С. Е.* Связь золота с органическим веществом в осадочных породах докембрия (Витимо-Патомское нагорье). — В кн.: Ежегодник-1974, СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 208—212.
- Гапон А. Е., Галеева М. М.* Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 85, № 2, с. 408—411.
- Каширин К. Ф., Константинова И. М., Поликарпочкин В. В.* Золото в гранитоидах и контактовых ореолах гранитных интрузий Ленского золотоносного района. — «Геохимия», 1975, № 10, с. 1571—1575.

Обручев В. А. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1890 году. Предварительный отчет. Т. XXII. Изд. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1891, № 2—3, с. 24—100.

Обручев В. А. Олекминско-Витимский золотоносный район. (Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. III. Восточная Сибирь. Вып. I.) М., 1923. 128 с.

Малых В. С. Глубина формирования и первичная зональность золоторудной минерализации в Бодайбинском рудном районе.— В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 246—255.

Нифонтов Р. В. К вопросу о хомогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых районов.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 90—97.

Петров Б. В., Макригина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975. 342 с.

Поликарпочкин В. В. Взаимосвязь типов золотоносной минерализации Ленского района и ее зональность.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 283—288.

Попов Н. П., Лисий В. А. Перспективный тип золоторудных месторождений Сибири.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 7, с. 4—9.

Сердюченко Д. П., Потемкин К. В. Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М., «Наука», 1969, с. 99—122.

Шер С. Д. О процессе лиственитизации осадочных пород в южной части Ленского золотоносного района (бассейн р. Бодайбо). М., 1958, с. 67—81. (Труды ЦНИГРИ, вып. 25, кн. 1).

Шергин Б. В. Фации и особенности химического состава пород центральной части Ленского района.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 176—180.

Шергин Б. В. Золото в осадочных породах Ленского золотоносного района.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ, Новосибирск, «Наука», 1973, с. 261—265.

И. А. КИТАЕВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЯСА

Анализ пространственного размещения золотого оруденения на основе современного фактического материала свидетельствует о значительном отклонении распределения золотой минерализации от ранее предложенных металлогенических схем (Канищев, Менакер, 1973). Выявленные Г. И. Менакером (1972) закономерности размещения месторождений на основе рассмотрения четырехслойной модели земной коры, заключающиеся в приуроченности золотого оруденения к блокам фемического профиля, фиксируемым гравитационными максимумами, также не являются определяющими, поскольку почти все известные месторождения золота попадают в область больших по размерам региональных гравитационных минимумов, а по отношению к более локальным аномалиям они располагаются в областях как гравитационных минимумов, так и максимумов. Не наблюдается также четко выраженной приуроченности золотого оруденения к определенным типам изверженных пород, литологическим разностям пород и областям какого-либо возраста складчатости.

Выделенный С. С. Смирновым золото-молибденовый пояс до настоящего времени наиболее полно отражает положение золотого оруденения в регионе, однако этот пояс не ограничивается первоначально выделенными контурами. В Забайкалье он протягивается в северо-восточном направлении от верховьев рек Чикоя и Онона до низовий р. Шилки и продолжается далее как в северо-восточном, так и юго-западном направлении. Центральной орографической единицей этого пояса является Даурский свод, южная часть которого уходит в пределы Монголии под названием

Хэнтэйского свода. Контролируется пояс региональным Монголо-Охотским швом и его Онон-Туринским ответвлением.

В пределах этого протяженного пояса, пересекающего все структурно-металлогенетические зоны и области разновременной складчатости, выделяются поля распространения совмещенной минерализации другого типа: в Северо-Даурском своде главным образом молибденовой, в Южно-Даурском — оловянной и полиметаллической, а в пределах Монголии, по данным В. И. Коваленко и других (1973), — молибден-вольфрамовой. В связи с этим рассматриваемый пояс, по-видимому, можно назвать Восточно-Забайкальским золоторудным поясом, в различных частях перекрывающим поля развития других металлов.

Отмеченное соотношение типов оруденения автор склонен объяснять вслед за Н. В. Петровской (1973) пространственной разобщенностью источников разных металлов (вероятно, при более глубинном расположении центров рождения золотой минерализации), в некотором смысле независимом, иногда, возможно, параллельном их развитии.

В пределах Восточно-Забайкальского золоторудного пояса можно выделить более узкие линейные пояса (зоны), протягивающиеся вдоль региональных структурных элементов: позднемезозойская золотая минерализация контролируется главным образом сводовыми поднятиями, а нижнемеловая — крупными депрессиями, образующими протяженные линейные системы грабен. Узлы сосредоточения золотой минерализации тяготеют к диагональным или поперечным по отношению к Даурскому своду зонам глубинных разломов. При этом киммерийское оруденение приурочено в основном к участкам с положительным знаком структур, а нижнемеловое оруденение близповерхностного типа — к отрицательным формам структур — депрессионным участкам.

Вопрос о генетической связи золотого оруденения с интрузивными образованиями также однозначно еще не решен. В пределах золоторудных узлов имеются продукты интенсивного разновозрастного магматизма, но тесную пространственную связь оруденение имеет с зонами сложных серий даек и малых интрузий, возникающих в верхнеюрско-нижнемеловое время на фоне интенсивного сводообразования. Генезис и последовательность формирования магматизма этих серий ряд исследователей рассматривает как однонаправленную эволюцию интрузирующих расплавов от основных к кислым или наоборот. При этом происхождение интрузий гибридного ряда, как следствие усвоения гранитной магмой основных пород (Бородаевская, 1956; Бородаевская, Шмидт, 1956) или ассимиляции базальтовой магмой кислых пород (Литвинов, Соломин, 1965; Литвинов, 1966), объясняется наличием двойного источника вещества — кислого и основного состава.

Наконец, третья группа исследователей (Ритман, 1964; Соловьева, 1972; и др.) приходит к выводу об одновременном существовании в зонах глубинных разломов мантийных и коровых расплавов, их смещениях на уровне палингенных очагов во время подъема или в камерах становления. Характерная черта малых интрузий и оруденения — часто встречающееся положение золотых руд в возрастной вилке между различными разновидностями дайковых серий, что свидетельствует о тесной связи магмо- и рудоконтролирующих источников. В связи с этим гипотезы о происхождении дайковых серий малых интрузий, в понимании Ю. А. Билибина (1947), не бесспорны и нуждаются в дополнительных доказательствах.

Природа золотой минерализации во многом также еще не ясна. Накопление ювенильного золота могло идти в процессе дифференциации как мантийных, так и коровых очагов, а также участия в этом процессе золота, экстрагированного из вмещающих пород. По представлению Л. В. Таусона, формирование золоторудных месторождений связано со щелочными базальтоидами, обогащенными калием (Таусон, 1974).

Наличие весьма протяженных линейных золоторудных поясов во многих районах мира свидетельствует, по-видимому, о большой роли в их формировании глубинных, возможно мантийных, процессов.

В пределах Восточного Забайкалья на основе изучения минерального состава главных компонентов руд, геохимической характеристики руд и ореолов, определяемой ассоциациями рудных элементов, выявляемых на ЭВМ по иерархическим рядам коэффициентов контрастностей (Китаев и др., 1976), и с учетом известной классификации Д. И. Горжевского и других (1970) предлагается следующая группировка золоторудных месторождений.

З о л о т о - к в а р ц е в а я ф о р м а ц и я:

золото-мышьяковый (любавинский тип). Высокие КК* Au, As; средние — Ag, Hg; низкие — Sb, Bi, Pb, Cu, Zn, В, Мо, W, Mn;

золото-бор-железистый (ключевской тип). Высокие КК Au, Ag; низкие — В, Мо, As, Pb, Cu, Bi.

З о л о т о - а к т и н о л и т - о л и г о к л а з - м а г н е т и т о в а я ф о р м а ц и я:

золото-железистый (карийский тип). Высокие КК Bi, As, W, Au; средние — Ag, Мо, В; низкие — Cu, Pb, Zn, Со, Sn;

золото-бор-фосфатный (дыбыксинский тип). Высокие, иногда средние КК Au; средние — В, Hg, Ag, As; низкие — Pb, Zn, Bi и др.

З о л о т о - к в а р ц - с у л ь ф и д н а я ф о р м а ц и я:

золото-медно-мышьяковый (дарасунский тип). Высокие КК Bi, As, Au, Ag; средние — Sb, Cu, Pb, Zn; низкие — Ni, Со, Cr и др;

золото-мышьяково-железистый (жарчинский тип);

золото-свинцово-цинковый (торгоконский тип).

З о л о т о - с у л ь ф и д н а я (к о л ч е д а н н а я) ф о р м а ц и я:

золото-железистый (илинский тип). Иногда высокие КК Au; средние или низкие КК В, As, Ag, Bi и Hg; низкие — Mn, Pb и др.

З о л о т о - п о л и м е т а л л и ч е с к а я ф о р м а ц и я:

золото-мышьяковый (запокровский тип);

золото-свинцово-цинковый (ново-широкинский тип).

З о л о т о - х а л ц е д о н о в и д н о - к в а р ц е в а я ф о р м а ц и я:

золото-серебряный (балецкий тип). Высокие КК Au, Ag, As, Sb; средние — Hg, Tl; низкие — Pb, Cu, Zn, Ge и др.;

золото-железисто-мышьяковый (назаровский тип);

золото-сульфидный (ундинский тип);

золото-теллуридовый (дильмачикский тип).

Несмотря на различную формационную принадлежность месторождений, в рудных узлах наблюдается сходство в наличии типов минерализации и их возрастной последовательности, отражающей этапность развития процесса формирования рудных полей. Наиболее общей является следующая схема этапности: кварц-молибденитовый, кварц-турмалиновый, золоторудный, включающий все формационные типы месторождений, кварц-полиметаллический (слабозолотоносный), золото-халцедоновидный и кварц-антимонитовый.

Интенсивность проявления минерализации этапов в каждом рудном районе, естественно, различная, но признаки проявления их имеются практически во всех рудных узлах. Так, молибденовая минерализация, представленная в виде тонких прожилков в куполах интрузивных штоков или вкрапленности молибденита в кварцево-полевошпатовых жилах, связан-

* Здесь и далее показаны средние значения коэффициентов контрастностей (КК) элементов в ореолах месторождений рассматриваемых типов, определяемые как отношение концентраций в ореолах к их фоновым значениям. Под высокими понимаются КК до 1000, средними — до 100, низкими — до 10.

ных со штоками, распространена не повсеместно и весьма слабо. Формирование этой минерализации обусловлено, по-видимому, высокотемпературными газовыми погонами самих малых интрузивов, а также возможной регенерацией ранее сформированного молибденового оруденения, в известной мере генетически не имеющего отношения к золоторудному процессу. Не развита также кварцево-полиметаллическая минерализация, представленная в виде одиночных жил в некоторых золоторудных полях (Любавинское). По-видимому, этот тип оруденения не связан генетически с золоторудным процессом и является признаком совмещения различных типов минерализации (в данном районе — оловянной и полиметаллической).

Таким образом, четко выделяются лишь четыре этапа золоторудного процесса: кварц-турмалиновый, золото-кварц-сульфидный, золото-халцедоновидный и кварц-антимонитовый. Каждый этап минерализации сопровождается существенными изменениями геологической обстановки и, по-видимому, отделен от другого во времени. Типы минерализации резко отличаются качественно по минералого-геохимическому составу; как правило, они разобщены в пространстве (имеют различные системы трещин), иногда наблюдаются пересечения и лишь в редких случаях фиксируется совмещение нескольких типов минерализации в пределах одной и той же рудовмещающей трещины.

Во многих золоторудных узлах выявляется в той или иной степени выраженная горизонтальная зональность в распределении типов минерализации. Наиболее яркая она выражена в Балейском районе, где вкрест генерального северо-восточного направления геологических структур наблюдается изменение характера оруденения с юго-востока на северо-запад (в сторону балейского грабена): молибденит-кварцевый, кварц-турмалиновый, золото-сульфидно-кварцевый и, наконец, золото-халцедоновидный. Эта закономерность рассматривается Р. М. Копстантиновым и другими (1967) как «миграционная зональность» оруденения, развивавшегося в разные геологические эпохи, а Н. В. Петровской (1974) — как «перекрывание зоны киммерийского оруденения ореолом молодой минерализации». По нашим представлениям, она является структурной зональностью (скольжение рудовмещающих структур во времени). Элементы структурной зональности, по-видимому, имеются и в других золоторудных районах. В Дарасунском рудном поле, по данным Д. А. Тимофеевского (Петровская и др., 1974), зональность типов минерализации фиксируется по отношению к трубообразному телу гранит-порфиров. В Любавинском районе изменение типов минерализации происходит вдоль одноименного глубинного разлома в направлении к Алтан-Кыра-Бырцинской депрессии, а в более мелком порядке — по отношению к штокам малых интрузивов.

Несмотря на то, что Забайкалье — один из старейших горнорудных районов, сведения о вертикальной зональности типов минерализации весьма ограничены. В большинстве работ рассматривается главным образом «пульсационная» зональность в пределах собственно золоторудных жил.

По мнению большинства исследователей, формирование месторождений средних глубин происходит на глубинах 1—5 км, а месторождений малых глубин — до 1 км от поверхности (во время рудоотложения). Для минерализации каждого качественно резко различного типа существует, по-видимому, свой вертикальный размах наиболее интенсивного отложения и его оптимальный уровень, соответствующий геолого-структурным и физико-химическим условиям их формирования. Так, молибденовая минерализация развивается преимущественно на уровне формирования кровли интрузивных штоков.

Турмалиновый тип минерализации наблюдается в месторождениях, несколько отличных по глубине их образования (Дарасун, Ключи, Балей, Карийское, Илинское и др.). Однако на Илинском рудном поле наиболее

интенсивно он проявлен на Дыбыксинском (абсолютная отметка 1200 м) и Байцинском (1100 м) участках, а на собственно Илинском месторождении (1000 м) наблюдаются лишь редкие кварц-турмалиновые прожилки. Уменьшение интенсивности турмалинового проявления сверху вниз на интервале около 200 м отчетливо наблюдается и на Ключевском месторождении. На Дарасуне кварц-турмалиновая минерализация значительно меньшей интенсивности, а на Любавинском рудном поле она фиксируется лишь в виде ореолов рассеяния бора.

Таким образом, вертикальный размах наиболее интенсивного проявления турмалиновой минерализации составляет, по-видимому, 300—500 м. Существование, что зона турмалиновой минерализации, несмотря на более высокую температуру ее формирования (Лазько и др., 1972), располагается, по-видимому, в верхней или средней частях вертикального интервала собственно золотого оруденения, поскольку наибольшее скопление масс турмалина на Илинском рудном поле развивается несколько выше зон максимального золотого оруденения, в Ключевском месторождении — на уровне верхних частей вертикального размаха золотого оруденения, а на уровне зон интенсивного золотого оруденения и ниже кварц-турмалиновая минерализация затухает (Дарасун, Любавинское).

Таким образом, фиксируются признаки обратной температурной зональности типов минерализации. Относительная глубинность зон расположения золотого оруденения различной формационной принадлежности также еще далеко не ясна. Можно полагать, что самые нижние зоны представлены малосульфидными пирит-арсенопиритовыми жилами, а верхние — золото-сульфидно-кварцевыми и золото-халцедоновидно-кварцевыми. В последних преобладание халькопирита и пирротина приурочено к нижним частям, а галенита, сфалерита, сульфосолей и теллуридов — к верхним частям зоны.

В рудных телах каждой из вертикальных зон, сложенных преимущественно по тому или иному типу золотой минерализации, присутствуют сульфиды «продуктивной стадии» — меди, цинка, свинца, сульфосолей, но количество их, а также интенсивность проявления карбонатных жил и прожилков резко увеличивается от нижних зон к верхним. Вертикальные интервалы различных типов минерализации, естественно, в значительной степени перекрываются и иногда, вероятно, сдвигаются относительно друг друга.

С позиции зональности золоторудных полей интересно рассмотреть вопрос о прогнозе оруденения. В размещении типов оруденения в пределах Восточно-Забайкальского золоторудного пояса наблюдается закономерность, выражающаяся в преимущественном нахождении в южной части Южно-Даурского свода месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой формации, а в северной его части и в Северо-Даурском своде — главным образом месторождений золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной (колчеданной) формаций. Региональная особенность Забайкалья — наличие в золоторудных полях кварц-турмалинового типа оруденения, однако интенсивность развития турмалинизации не везде одинакова. Наиболее интенсивно она проявлена в Северо-Даурском своде и значительно слабее в Южно-Даурском. В связи с указанными особенностями распределения типов минерализации можно предполагать волнообразный характер шарнира Даурского свода с тенденцией его общего погружения в северо-восточном направлении, поэтому в пределах его центральной части и Северо-Даурского свода во многих золоторудных узлах фиксируется турмалиновая минерализация.

Вопрос о зональности типов минерализации еще далек от однозначного решения. Формирование всего золотого оруденения региона совпадает в структурном и временном плане с эпохой «тектонической активизации», причем минерализация средних глубин связана с завершением пер-

вого периода активизации — воздымания и образования «сводов», а минерализация малых глубин — с концом второго периода: завершением формирования верхнеюрско-нижнемеловых депрессий. Несмотря на временное различие двух типов золотого оруденения, они смещены в плане в пределах одних и тех же золоторудных узлов, лишь с некоторым смещением, обусловленным описанной выше горизонтальной зональностью. Сходство в наличии типов минерализации и последовательность их проявления в каждом из золоторудных узлов дают основание выделить для рассматриваемого региона единый рудногенетический ряд типов минерализации.

Рудногенетический ряд обусловлен одним и тем же характером единого эволюционно развивающегося в глубинных частях земной коры процесса, результатом которого является цепь событий (магматогенно-рудная система): малые интрузии — борная минерализация — золотая минерализация — эффузивная деятельность — золотая минерализация — сурьмяная минерализация.

«Унаследованность» золотого оруденения, отмечавшаяся многими геологами, с рассматриваемых позиций приобретает другой смысл: это закономерное явление, отражающее общую эволюцию развития единого процесса. «Чуждые минералы» являются отражением совмещенного с золоторудным какого-либо другого типа минерализации, в известном смысле не имеющего генетической связи с золоторудным процессом.

Средне- и малоглубинные золоторудные месторождения разобщены во времени. В этом единодушны все исследователи. Вопрос о генезисе среднеглубинных золоторудных полей дискуссионный. Равноправно существуют две точки зрения по этому вопросу, соответствующие взглядам основоположников — В. Эммонса и С. С. Смирнова.

Как известно, В. Эммонс предполагал, что различные типы минерализации возникали в результате дифференциации в пространстве одного потока растворов без изменения состава исходных растворов во времени в магматическом очаге. По С. С. Смирнову, они образовались в результате прерывистого поступления гидротермальных растворов различного состава из магматической камеры. Вместе с тем не исключено, что наблюдаемые явления зональности рудных полей обусловлены поступлением единого гидротермального раствора, изменяющего свой состав во времени.

Механизм изменения состава растворов во времени — вопрос сложный. Изменение может быть обусловлено либо эволюцией остаточных флюидов в куполах магматических камер, либо одновременным «расслоением» летучих компонентов в разрезе куполов. В этом случае существенную роль будет играть относительное количество компонентов, поступающих в отделяющуюся фазу растворов: первые порции растворов будут резко обогащены компонентом, накапливающимся в верхних частях куполов, в данном случае бором; в середине рудного процесса, длительного по времени, растворы обогащены золотом, а в завершающий период — сурьмой. Не исключено также, что источники рудных элементов, например бора, могут быть и разобщены в пространстве. Вместе с тем длительный процесс эндогенного рудообразования происходит на фоне активной тектонической жизни региона.

В любом случае качественно резко различные типы минерализации можно условно рассматривать как этапы единого прерывисто-непрерывного процесса, как взаимообусловленные звенья общего эволюционного ряда. В таком понимании каждое золоторудное тело — результат проявления лишь одного из этих этапов. Разобщение минеральных ассоциаций в пределах собственно золоторудных тел (зональность рудных тел, здесь не рассматриваемая) объясняется физико-химической дифференциацией в пространстве гидротермальной системы. Это подтверждается тождественностью схемы химизма рудоотложения, т. е. наличием определенных устойчивых закономерностей в характере пространственного распределения

минеральных ассоциаций относительно рудных столбов. Она указывает на универсальность физико-химических факторов дифференциации рудных компонентов при одностадийном формировании минерализации золоторудного этапа.

ВЫВОДЫ

1. Золотое оруденение располагается в пределах протяженного Восточно-Забайкальского золоторудного пояса, в различных частях перекрывающего поля развития других металлов, что свидетельствует о пространственной разобщенности источников разных металлов при более глубинном расположении источников золота.

2. В золоторудных полях выделяются различные типы минерализации, рассматриваемые как отражения этапов рудногенетического ряда. Рудногенетический ряд обусловлен единым прерывисто-непрерывным процессом эволюционного развития в глубинных частях земной коры магматогенно-рудной системы, связующими звеньями которой являются малые интрузии и дайковые серии пород.

3. Разобщение минеральных ассоциаций в пределах собственно золоторудных тел объясняется физико-химической дифференциацией в пространстве гидротермальной системы.

4. В связи с особенностями распределения типов минерализации предполагается волнообразный характер шарнира Даурского свода с тенденцией его общего погружения в северо-восточном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1947, № 1, с. 93—105.
- Бородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послевосточного возраста в одном из районов Восточного Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 6, с. 70—90.
- Бородаевская М. Б., Шмидт А. И. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1956, ч. 85, № 3, с. 358—371.
- Горжевский Д. И., Фобельман Н. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 222 с.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И. Количественная оценка информативности схем металлогенетического районирования Центрального и Восточного Забайкалья.— «Геология рудных месторождений», 1973, т. XV, № 6, с. 95—99.
- Китаев П. А., Евдокимова В. П., Чумакин В. П., Сыклен С. Е. Классификация геохимических свойств геологических объектов в связи с изучением их зональности и генезиса.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 6, с. 135—140.
- Китаев П. А., Евдокимова В. П., Чумакин В. П. Построение эмпирической модели зональности рудных тел и ореолов. Применение математических методов в поисковой геохимии. М., «Наука», 1976.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении МНР.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 109—114.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглогов С. В., Хомич В. Г., Андреева М. Г. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 3, с. 41—53.
- Лазько Е. М., Дорошенко Ю. Л., Колтуш Л. И., Ляхов Ю. В., Мязь Н. И., Пизньор А. В. О температурных и других химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 15—23.
- Литвинов В. Л. Основные черты геологии и петрологии юрских интрузий района среднего течения р. Газимур (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Львов, 1966, 20 с.
- Литвинов В. Л., Соломин Ю. С. Об условиях образования гигантопорфировых пород амуджиканского типа в связи с проблемой происхождения вкрапленников.— В кн.: Тез. докл. второй науч. конф. геол. секции им. В. А. Обручева, Чита, 1965, с. 59—61.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 329 с.

Петровская Н. В., Тимофеевский Д. А., Бородаевский Н. И. Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1974, с. 86—122.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 420 с.

Соловьева Л. В. Формирование сложных серий малых интрузий Восточного Забайкалья. — «Геология и геофизика», 1972, № 8, с. 21—33.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.

Г. М. ГУНДОБИН, В. А. ГУМЕНЮК

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ ФОРМАЦИИ

Вопросы геологии и минералого-геохимической зональности месторождений золото-серебряной формации Охотско-Чукотского вулканического пояса рассматривались многими исследователями (Пляшкевич и др., 1963; Сидоров, 1966; Бабкин и др., 1973; Гончаров, 1973; Еремин, 1974; и др.). Авторами проблема зональности анализируется на примере месторождений Туромчинского прогиба, расположенного в Центральной части Охотско-Чукотского пояса.

Туромчинский прогиб, заложенный на складчатом основании верхоянского комплекса, выполнен продуктами кислого и среднего вулканизма верхнемелового возраста. Эффузивная толща имеет трехчленное строение: нижняя свита сложена игнимбритами липаритов и дацитов, средняя — андезитами и верхняя — дацитами. В заключительный этап верхнемелового вулканизма произошло формирование экструзивных куполов невадитов в полях эффузивов и интрузий гранодиоритового ряда в краевых частях прогиба.

Золото-серебряное оруденение локализовано в трех зонах, контролируемых разломами глубокого заложения (Умитбаев и др., 1974). Одна из них проходит в центральной части прогиба, а две другие — в его периферической части, в основном в поле развития пород верхоянского комплекса. Геологические различия между указанными зонами заключаются в более глубоком срезе периферических зон и интенсивном развитии здесь гранитоидного магматизма, в то время как в центральной части он проявлен крайне слабо.

В центральной зоне широко распространена золото-серебряная минерализация в связи с кварц-адуляровыми жилами, сопровождающимися мощными зонами калиевого метасоматоза. Характерной особенностью всех золото-серебряных проявлений является обедненность сопутствующими компонентами. Весьма показательно постоянство K/Rb отношения (280—310) во всех типах метасоматитов и в рудных жилах, которое может служить идентификационным генетическим признаком.

В краевых зонах наряду с золото-серебряным оруденением большое распространение получают зоны сульфидной минерализации с широким спектром полезных компонентов (Zn, Pb, Ag, Cu, As, Sn, Mo, спорадически Au), которые сопровождаются хлоритовыми и хлорит-карбонатными изменениями вмещающих пород. Калиевый метасоматоз для них не типичен. Собственно золото-серебряные рудопроявления здесь обособляются от полиметаллических, хотя и наследуют (в отличие от проявлений центральной зоны) их состав, что отражается в повышенной роли в рудах Zn, Pb, As, Cu, Sn. Золоторудные жилы сопровождаются

калиевым типом изменений вмещающих пород с соотношением K/Rb в метасоматитах, близким аналогичным значениям в метасоматитах центральной зоны, что подчеркивает их генетическое родство.

Отмеченный тип региональной зональности удовлетворительно может быть объяснен, если принять концепцию разноглубинности рудоносных очагов. Как уже говорилось, для всех золото-серебряных проявлений района весьма характерен калиевый метасоматоз при постоянстве K/Rb отношения, что свидетельствует о единстве и гомогенности источника, а это, учитывая значительную удаленность (до 50—70 км) отдельных рудопоявлений друг от друга, говорит о глубинном его залегании. На принципиальную возможность связи золоторудной минерализации с глубинными очагами указывает факт концентрирования золота в биотитах (коэффициент накопления достигает 25—70) малых интрузий щелочных (калиевых) базальтоидов. Поэтому можно предположить, что однообразные и выдержанные по составу на значительных интервалах золото-серебряные проявления центральной зоны формируются за счет глубинных источников. В периферических зонах в связи с формированием промежуточных гранитоидных очагов образуются различные по составу сульфидные проявления. Более позднее золото-серебряное оруденение в отличие от руд центральной зоны несет на себе черты гибридности, вероятно, вследствие вовлечения материала из этих промежуточных очагов.

В пределах рудных зон зональное развитие минерализации определялось особенностями геологической позиции месторождений и, в частности, условиями глубинности. По глубине становления в районе можно выделить приповерхностные, малоглубинные и среднеглубинные месторождения. Особенности зональности этих объектов удобно рассмотреть в сопоставлении с наиболее изученным месторождением *Б* (см. таблицу), сформированным на малых глубинах.

Рудные тела месторождения залегают среди андезитов средней свиты, которые на глубине 200—250 м сменяются игнимбритами кислого состава. Наиболее мощными и протяженными являются жилы № 1 и № 3, которые с системой мелких оперяющих прожилков формируют единую минерализованную зону.

Рудные жилы сложены кварцем с широким развитием колломорфных и ритмично-полосчатых текстур. Второй компонент жил — адуляр. Рудные минералы представлены электрумом, аргентитом, сульфосолями серебра, пиритом, иногда отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит. Временные взаимоотношения между кварцевыми жилами различных текстурно-структурных характеристик, но в целом близкого состава, сложны и неоднозначны. Мы исходим из представления об эволюционном развитии единой долгоживущей гидротермальной системы. Последнее не исключает пульсационного поступления растворов в отдельные ее части, что и фиксируется пересечениями различных прожилков.

Метасоматическими изменениями затронуты практически все породы участка. Околорудные метасоматиты наложены на регионально пропилизированные породы, представленные парагенезисами: I — эпидотовый ($Kв + КПШ + Пл_{5-30} + Хл + Сер + Мт +$ второстепенный Ca); II — хлоритовый ($Kв + КПШ + Пл_{5-30} + Хл + Сер + Мт +$ второстепенный Ca); III — хлорит-карбонатный ($Kв + КПШ + Аб + Хл + Сер + Мт + Ca$); IV — хлорит-пирит-карбонатный ($Kв + КПШ + Аб + Хл + Сер + Пи + Ca$).

При наложении на них метасоматических преобразований рудного этапа возникает сложная метасоматическая зональность. При замещении андезитов развиваются метасоматиты трех типов: кварц-серицитового, кварц-адулярного и кварц-гидрослюдистого (см. таблицу). Во внешних зонах образуются парагенезисы, сходные с парагенезисами I—III региональных пропицитов и отличающиеся от них лишь несколько повышенным содержанием калия и кремния. Что касается состава внутренних зон

Метасоматическая колонка околорудного преобразования пород на месторождении В

Зона	Минеральный состав	Инертные компоненты	Подвижные компоненты	Наиболее активные подвижные компоненты	Минеральные преобразования
0	Пл, Пир, (норм. Кв, норм. КППШ)	Все элементы инертны			

Кварц-серицитовый тип

1—3	Аналогично продуктам регионального метасоматоза (парагенезисы I—III)				
4	Кв, Сер, КППШ, Хл, Аб, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO, Na ₂ O	CO ₂ , H ₂ O, S, CaO	SiO ₂ , K ₂ O	Разложение карбоната Аб → Сер, КППШ, Кв Хл → Сер (Кв, КППШ)
5	Кв, Сер, КППШ, Хл, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO	Те же + Na ₂ O		
6	Кв, Сер, КППШ, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO	Те же + MgO		
7	Кв, Сер, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO	Те же + K ₂ O	SiO ₂	КППШ → Кв, Сер Сер → Кв Растворение пирита
8	Кв, Пи	FeO	Те же + Al ₂ O ₃		
9	Кв		Все элементы подвижны		

Кварц-гидрослюдистый тип

1—7	Аналогично продуктам регионального метасоматоза (парагенезисы I—III) и кварц-серицитового замещения (зоны 4—7)				
8	Кв, Гидросл, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO	CO ₂ , H ₂ O, CaO, Na ₂ O, MgO, K ₂ O	SiO ₂	Сер → Гидросл Гидросл → Кв Растворение пирита
9	Кв, Пи	FeO	Те же + Al ₂ O ₃		
10	Кв		Все элементы подвижны		

Кварц-адуляровый тип

1—3	Аналогично продуктам региональной пропилитизации (парагенезисы I—III)				
4	КППШ, Кв, Сер, Пи, Хл, Аб	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO, Na ₂ O	CO ₂ , H ₂ O, S, CaO	SiO ₂ , K ₂ O	Разложение карбоната Аб → Сер, Кв Хл → Сер Кв → КППШ
5	КППШ, Кв, Сер, Пи, Хл	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO	Те же + Na ₂ O		
6	КППШ, Кв, Сер, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO	Те же + MgO		
6а	КППШ, Кв, (КППШ > Кв), Сер, Пи	Al ₂ O ₃ , FeO	Те же + SiO ₂	K ₂ O	
7	Кв, Сер, КППШ, (КППШ > Кв)	Al ₂ O ₃	Те же + FeO	Pa	Растворение пирита Сер → КППШ Кв → КППШ
8	Кв, КППШ	SiO ₂	Те же + Al ₂ O ₃		
9	КППШ		Все элементы подвижны		

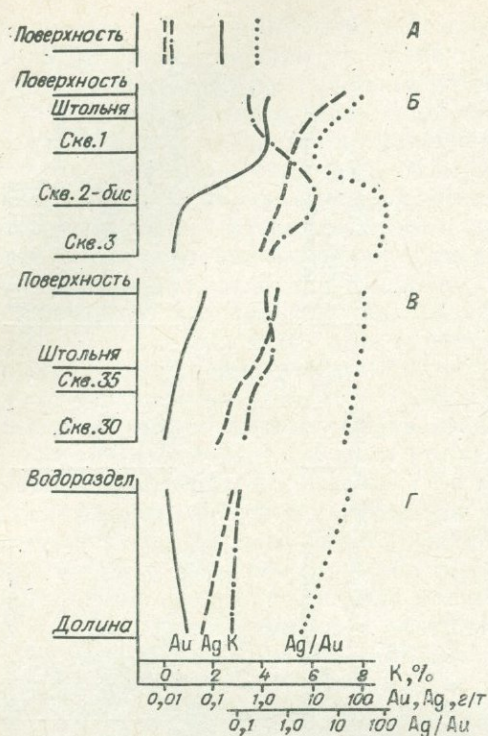


Рис. 1. Изменение средних содержаний золота, серебра, калия и серебряно-золотого отношения в ореолах месторождений
А — Г.

одному из сечений через рудную зону на отметке штольни, где проявлены все три типа изменений. Средний по составу метасоматит отличается от исходного андезита (в абс. %) на $+2,22\text{K}_2\text{O}$, $+1,60\text{SiO}_2$, $+3,49$ летучих, $0,01\Sigma\text{FeO}$, $-1,71\text{Na}_2\text{O}$, $-3,81\text{CaO}$, $-0,95\text{MgO}$, $-1,53\text{Al}_2\text{O}_3$. Как видно из расчета, процесс формирования золото-серебряной минерализации протекал в обстановке интенсивного привноса калия, летучих (CO_2 , H_2O и др.) и незначительных количеств кремния.

Изменение химизма растворов, регламентирующее смену минеральных парагенезисов в зоне околорудного метасоматоза, определяет и закономерности концентрирования рудных компонентов в этой зоне. Показателем изменения физико-химических условий рудоотложения может служить калий, содержание которого хорошо коррелируется с особенностями метасоматических преобразований.

Поведение калия в околорудном пространстве показано на рис. 2. В ореоле жилы 1 по разрезу VIII от поверхности до глубины 240 м наблюдается повышение его средних концентраций от 3,3 до 6,2% с последующим снижением до 4,3% на глубине 300—350 м. В ореоле жилы 3 та же тенденция: от поверхности до глубины 150 м концентрации калия возрастают от 3,1 до 5,3% и затем снижаются на уровне 250 м до 4,5%. Относительный градиент концентраций по жиле 1 достигает значения 0,044, а по жиле 3—0,02. Возможная причина резкого возрастания активности калия в приповерхностной зоне — критические явления, ведущие к частичному вскипанию растворов и их ощелачиванию (Набоко, 1963, 1968). Более спокойное изменение концентраций калия по более мелкой оперяющей жиле 3 со смещением максимума в верхние срезы в сравнении с жилой 1 может быть объяснено большей закрытостью мелких трещин и, следовательно, более поздним достижением в них критических явлений.

и направленности процессов замещения, то, как видно из таблицы, для метасоматитов всех типов характерна в общем одинаковая направленность изменений химического состава, состоящая в привносе летучих, K_2O и SiO_2 и в разной степени проявленном выносе других компонентов.

По восстанию рудной зоны (сверху вниз) кварц-гидрослюдистые метасоматиты переходят в кварц-серицитовые, а затем в кварц-адуляровые. Последние ниже подошвы андезитов в породах кислого состава вновь сменяются кварц-серицитовыми метасоматитами с повышенным содержанием альбита, что отличает их от аналогичных метасоматитов верхней зоны. Временные взаимоотношения между отмеченными типами изменений определяются замещением кварц-серицитовых метасоматитов кварц-адуляровыми с последующим развитием по ним кварц-гидрослюдистого парагенезиса.

Изменение химического состава пород в ходе их метасоматического преобразования иллюстрируется расчетом баланса вещества по

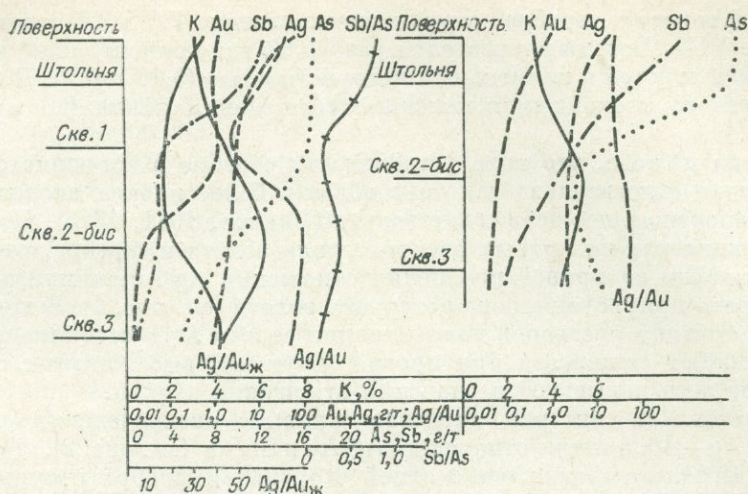


Рис. 2. Изменение средних концентраций калия, золота, серебра, мышьяка, сурьмы, Ag/Au и Sb/As отношений в ореолах жил 1 (слева) и 3 (справа), а также изменение отношения Ag/Au по жиле 1.

На кривых распределения золота, серебра и других элементов (рис. 2) видно последовательное расположение максимумов, а также закономерное изменение их градиентов концентраций. По расположению максимумов и контрастности изменения концентраций можно наметить следующий ряд зональности (снизу вверх): молибден — свинец — калий — золото — мышьяк — серебро — сурьма.

Относительно формы миграции золота и серебра наиболее распространены представления о переносе их в виде сульфидных и хлоркомплексов (Барнс и др., 1970; Гундлах, 1963; Павлов, 1971, 1973; Вилор, 1973; и др.). Последние, однако, как показано Х. Л. Барнсом (1970), А. Л. Павловым (1971, 1973) и Ф. А. Летниковым и другими (1975), устойчивы лишь при низком потенциале серы. Поэтому для рассматриваемой системы, характеризующейся достаточно высоким содержанием сульфидов, наиболее приемлемо представление о переносе золота в виде комплексов типа AuS^- и $AuHS$ близнейтральными и щелочными растворами. Осаждение золота из этих растворов происходит на фоне возрастания кислотности и окислительного потенциала (Барнс, 1970; Павлов, 1973). Анализируемый материал согласуется с указанной концепцией.

Из рис. 2 видно, что процессу интенсивного высаживания золота и серебра предшествовал сброс раствором значительной части калия, который фиксируется мощными зонами адуляризации. Выше наблюдается затухание процессов адуляризации и возрастание роли кварц-слюдистого замещения, что свидетельствует о снижении щелочности растворов. Отмеченная эволюция кислотности — щелочности растворов ведет к интенсивному высаживанию золота и серебра. При этом контрастность изменения параметров растворов, оцениваемая градиентом концентрации калия, оказывает прямое влияние на уровень их содержания. Последнее можно видеть из сопоставления данных по жилам 1 и 3 (см. рис. 2).

Для первой, как указывалось, характерны более высокие (0,044) градиенты концентрации калия в сравнении с жилой 3 (0,02). Соответственно контрастность изменения концентраций золота и серебра по восстанию жилы 1 выше, чем по жиле 3, особенно в начальной области максимальной разгрузки (в 5—10 раз). В следующем к северу разрезе (VI) наблюдается та же картина опережающего высаживания калия относительно золота и серебра. При этом повышенному градиенту концентраций калия (0,11) в данном разрезе отвечает и повышенная контрастность изменения кон-

центраций золота и серебра, равная соответственно 7,0 и 3,1 против 5 и 2 в разрезе VIII. Весьма показателен разрез V, где концентрация золота и серебра изменяются с наименьшей контрастностью (0,18 и 0,2). Последнее согласуется со спокойным изменением содержаний калия (градиент равен 0,01).

Исходя из того, что поле устойчивости серебра в координатах Eh—pH сдвинуто относительно золота в область более низких значений pH, понятно опережающее осаждение золота (Павлов, 1971, 1973). Последнее хорошо видно как на кривых распределения золота и серебра, так и особенно рельефно на кривой изменения отношения Ag/Au, минимум значений которого приурочен к зоне разгрузки золота (см. рис. 1). В ходе дальнейшей эволюции растворов концентрации золота либо стабилизируются, либо начинают снижаться при прогрессирующем высаживании серебра, вследствие чего повышаются значения отношения Ag/Au.

Представляет интерес сходство кривых распределения для пар Au—As и Ag—Sb, а также отношений Ag/Au и Sb/As (см. рис. 2). Различия в поведении золота и мышьяка, с одной стороны, и серебра и сурьмы — с другой, удовлетворительно объясняются с позиций их переноса в виде сульфидных комплексов. Поля устойчивости комплексов AuS⁻ и AsS₃³⁻ и SbS₂⁻ и AgS⁻ в координатах Eh—pH практически совпадают (Павлов, 1971, 1973), что и определяет более раннее высаживание мышьяка и золота относительно серебра — сурьмы в растворах, эволюционирующих в направлении повышающейся кислотности и окислительного потенциала.

Таким образом, для систем, формирующихся в малоглубинных условиях, в качестве фактора, определяющего зональное размещение рудных элементов, следует признать кислотно-щелочную дифференциацию растворов.

Рудные тела месторождения B залегают среди игнимбритов нижней пачки, что указывает на большую (не менее чем на 200—300 м) глубину его становления. Минеральный состав рудных тел практически не отличается от состава рудных тел месторождения B. В составе же околорудных метасоматитов имеются существенные различия. Они заключаются в том, что серицит более устойчив, чем пирит, альбит — чем хлорит, а для калиевого полевого шпата проявляется тенденция к снижению устойчивости относительно кварца. Указанные различия, вероятно, являются следствием двух причин: меньшего отношения Fe/Al и Mg/Na в кислых породах месторождения B в сравнении со средними породами месторождения B и возрастания кислотности растворов в условиях повышенного давления (Наумов и др., 1975) на объекте B в связи с большей глубиной его формирования. Общая повышенная устойчивость альбита по отношению к калиевому полевоому шпату, особенно на нижних горизонтах, свидетельствует о более высоких P—T параметрах системы.

Основные черты зонального распределения рудных элементов на месторождении согласуются с особенностями зональности на месторождении B. С глубиной наблюдается падение концентраций золота, серебра, мышьяка и серебряно-золотого отношения (см. рис. 1). Возможные причины, регламентирующие зональное распределение элементов и рассмотренные при описании месторождения B, применимы и для месторождения B. Отличительная черта последнего — меньшая контрастность изменения для большинства элементов, что находит удовлетворительное объяснение в большей глубине формирования месторождения и соответственно в большей стабильности условий рудообразования.

На участке Г, становление которого проходило на более глубоких уровнях, резко возрастает роль простых сульфидов свинца, цинка, меди. Околорудные метасоматиты характеризуются повышенной устойчивостью альбита и эпидота при более ограниченном развитии калишпата, что является следствием возрастания температуры гидротермального про-

песса. Последнее, вероятно, обусловлено поднятием геоизотерм в связи с близостью крупного гранитоидного массива. Изменение концентраций основных рудных элементов, показанное на рис. 1, говорит о сохранении наметившихся тенденций изменения в месторождениях более высоких уровней формирования.

В приповерхностной надрудной зоне (рудопроявление А) широкое развитие получают аргиллизиты кварц-каолинового и кварц-каолин-алунитового состава с обособлением монокварцитовых ядер во внутренних частях. Зоны аргиллизитов и монокварцитов характеризуются слабой золотоносностью, повышенными концентрациями молибдена, ртути и очень низким уровнем содержания серебра. Аргиллизиты представляют собой наиболее кислотный тип изменений, образующийся в обстановке высокого окислительного потенциала. В этих условиях большая подвижность комплексных соединений серебра (Павлов, 1974), препятствующая его осаждению, приводит к резкому уменьшению отношения Ag/Au (см. рис. 1).

Сопоставление рассмотренных месторождений показывает, что они образуют единый ряд: $B - B - Г$, где в каждом из последующих месторождений как бы продолжается (с некоторым перекрытием) развитие процесса, наметившееся в предшествующем, что отражает постепенное изменение $P-T$ -условий. Резкая смена условий при переходе к зонам аргиллизитов (А) обуславливает столь же резкое изменение их состава.

Предложенная модель развития гидротермального процесса в пределах центральной рудной зоны согласуется с аналогичными построениями для других районов распространения месторождений золото-серебряной формации (Сидоров, 1973), что подчеркивает универсальность механизмов (в определенных пределах), регламентирующих их развитие.

Для интервала глубин, отвечающих месторождениям $B - B - Г$, можно наметить следующий ряд вертикальной зональности: $Hg - Sb - Ag - As - Au - K - Mo \cong Pb$. Данная последовательность отвечает ряду понижающейся устойчивости сульфидных комплексов этих элементов в гидротермальных растворах, эволюционирующих в направлении повышения их окислительного потенциала и кислотности.

ВЫВОДЫ

В пределах рассматриваемого района наблюдается три типа зональности различного масштаба: зональность прогиба в целом, зональность отдельных рудных зон и зональность месторождений.

В рамках Туромчинского прогиба металлогенические различия между рудными зонами являются следствием различий их геотектонической позиции, обусловившей глубинность формирования рудоносных очагов, время развития гидротермального процесса и геолого-структурные особенности образования месторождений.

В пределах отдельных рудных зон определяющими были фактор глубинности и степень удаления месторождений от крупных гранитоидных массивов, температурное поле которых оказывало влияние на оруденение.

Зональное распределение рудной минерализации на месторождениях осуществлялось в процессе саморазвития конкретных гидротермальных систем в определенной геологической обстановке.

Основным фактором, регулирующим осаждение рудных элементов, являлась кислотно-щелочная дифференциация растворов. Осаждение рудных элементов происходило на фронте раскисления растворов в последовательности снижения устойчивости их сульфидных комплексов. Смещение процессов рудообразования в область высоких значений окислительного потенциала и связанное с этим изменение форм миграции элементов приводило к нарушению направленного изменения концентраций ряда

элементов и отношений их друг к другу и, прежде всего, серебра к золоту.

Контрастность рудной зональности прямо связана с контрастностью изменения физико-химических параметров системы и в общем случае возрастает в относительно открытых структурах, формирующихся в близ-поверхностных условиях.

Анализ зональности месторождений золото-серебряной формации приводит к выводу об универсальности процессов, ее регулирующих. Вместе с тем вертикальные ряды зональности универсальны только в определенных граничных условиях, регламентируемых конкретной геологической обстановкой.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкин П. В., Гончаров В. И., Сидоров А. А. Физико-химический анализ процессов формирования вулканогенных месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 185—191. (Тр. СВКНИИ, вып. 55).

Барнс Х. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 286—324.

Вилор Н. В. Золото и кремнезем в гидротермальном процессе (по экспериментам и расчетным данным). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 30 с.

Гончаров В. И. О химическом составе гидротермальных растворов золото-серебряных месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 174—183. (Тр. СВКНИИ, вып. 55).

Гундлах Г. Химические аспекты переноса металлов в гидротермальных растворах. В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, с. 402—409.

Еремил Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск, «Наука», 1974. 132 с.

Летников Ф. А., Вилор Н. В., Гантимова Т. П., Коновалов И. В., Шкандрий Б. О., Шкарупа Т. А. Эволюция флюидов при формировании золотоносных метаморфогенных кварцевых жил и возможные формы переноса золота.— «Геохимия», 1975, № 12, с. 1827.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Набоко С. И. Химизм реальных минералообразующих растворов.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 3, с. 3—13.

Наумов Г. Б., Дорофеева В. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов.— «Геохимия», 1975, № 2, с. 248—259.

Павлов А. Л. Термодинамические особенности поведения серебра и сопутствующих элементов при рудообразовании в зоне разгрузки рудообразующих гидротермальных систем.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 75—112.

Павлов А. Л. Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжелых металлов и серы в гидротермальных системах.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 52—80.

Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963, с. 197—212.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966. 166 с.

Сидоров А. А. Проблемы зональности золото-серебряных месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 109—119. (Тр. СВКНИИ, вып. 55).

Умитбаев Р. Б., Серeda А. И., Болдырев М. В., Бабайцев С. Б., Базиева Л. Ф. Рудоконтролирующие структуры и неотектоника Эвенского золотоносного района (СВ СССР).— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 146—151.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ
ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ
(ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Паужетская гидротермальная система — одна из наиболее изученных природных минералообразующих систем областей современного вулканизма. Минералогия, петрография и состав термальных вод этого района подробно описаны в работах Б. И. Пийпа (1961), В. В. Аверьева (1961), С. И. Набоко (1961, 1970), В. В. Иванова (1961), В. М. Сугрובה (1965, 1971), Е. А. Вакина (1971), Г. А. Карпова (1970), Г. И. Арсановой (1974).

В последние годы (1969—1975) в связи с разведкой термальных вод юго-восточного фланга Паужетки получен новый значительный материал по геохимии гидротерм, их изотопному составу, газам, минералогии и геохимии субповерхностных термопроявлений Камбального хребта. Частично эти результаты опубликованы в работах автора (Пампура, Новиков, 1975), а также И. А. Меняйлова, Л. П. Никитиной и А. С. Огородовой (1974).

Предлагаемая статья посвящена вопросам геохимической специализации паужетских гидротерм, их гидрохимической зональности и метаморфизации в условиях неоднородного температурного поля гидротермальной системы.

Паужетская гидротермальная система на Южной Камчатке приурочена к западной части одноименной вулканотектонической депрессии, формирование которой связано главным образом с проявлением алнейского вулканизма в позднемиоценовое — раннеплейстоценовое время.

Депрессия, развитая на площади 500 км², морфологически представляет собой овальную котловину глубиной до 600 м. Заполняющие ее осадочно-вулканогенные отложения неоген-четвертичного возраста подразделяются на три структурных яруса. Нижний ярус олигоцен-среднемиоценовый, сложен туфогенными песчаниками и вулканитами, средний, плиоцен-нижнеплейстоценового возраста, — продуктами наземного вулканизма — туфами, туфобрекчиями с прослоями лав андезитового состава, пепловыми и пемзовыми туфами. Туфогенно-осадочные породы выделены С. Е. Апрежковым в паужетскую свиту, общая мощность которой оценивается в 500 м.

Верхний ярус представлен породами плейстоценового и голоценового возраста, слагающими экструзии, купола и пирокластические потоки по периферии и бортам депрессионной зоны.

Паужетская гидротермальная система образована высокотемпературными напорными водами, приуроченными к толщам пород нижнего и среднего структурных ярусов: первый (промышленный) водоносный горизонт приурочен к толще паужетских псефитовых туфов мощностью 180—240 м, второй горизонт мощностью 130—150 м вскрыт в миоценовых туфогенных песчаниках анавгайской серии. Западной границей этого термального артезианского бассейна служит выступ пород фундамента вдоль крупного меридионального сброса в левом борту р. Паужетки.

Водовмещающие породы залегают с наклоном 5—10° к западу на северо-западном склоне Камбального хребта от его водораздела к долине р. Паужетки (рис. 1.).

Недра Паужетской системы характеризуются мощным неоднородным тепловым полем сложной конфигурации (рис. 1). В силу этого миграция гидротерм происходит в условиях существенных тепловых градиентов.

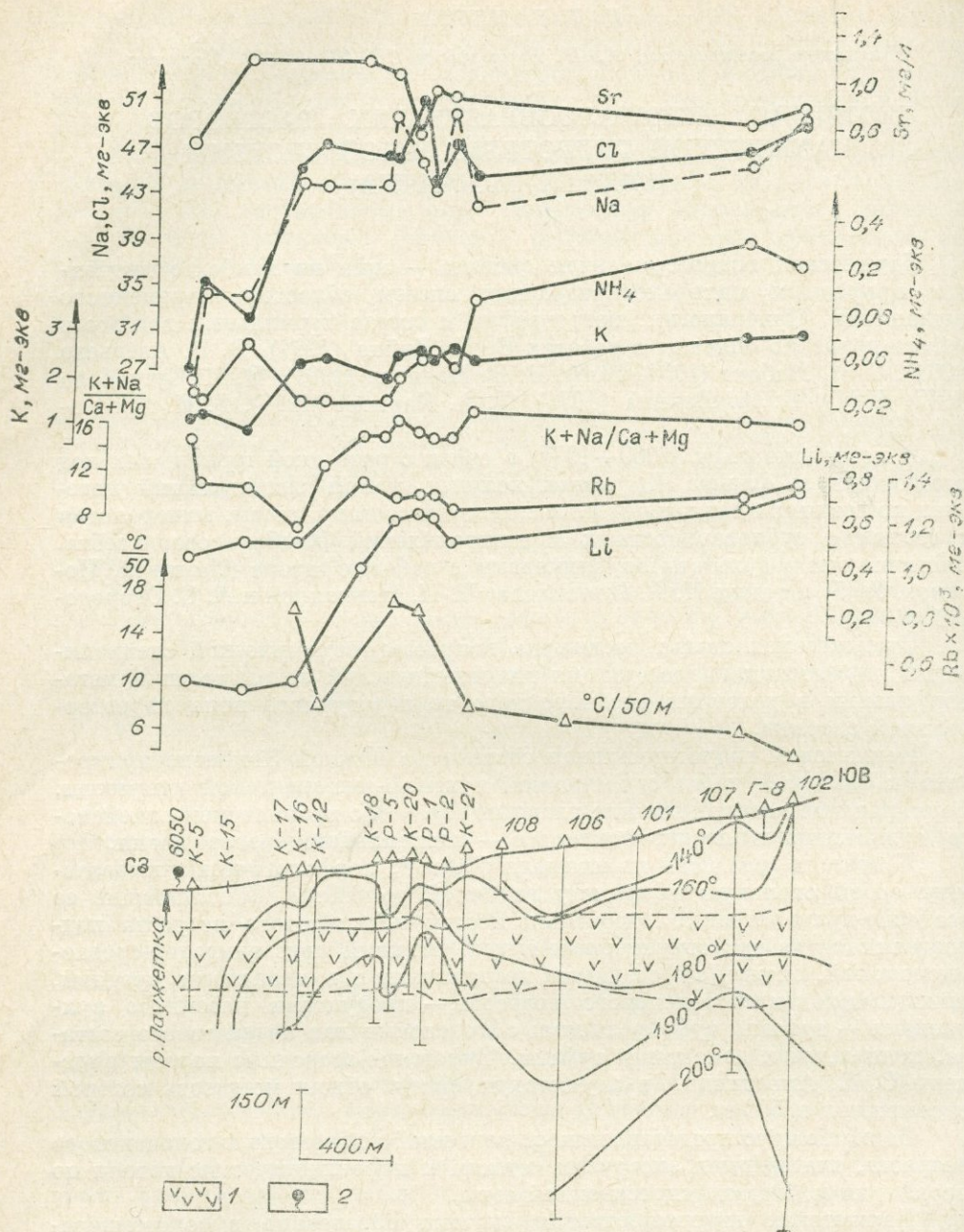


Рис. 1. Строение теплового поля и изменение состава гидротерм в разрезе Паужетской гидротермальной системы.

1 — водоносная толща псефитовых туфов; 2 — источники в зоне разгрузки гидротерм. В разрезе показаны изотермы 140—200°C по данным В. М. Сугрובה и Н. Г. Сугрובהй (1965); для скв. 101—108 — по данным В. А. Ямпольского, КПУ. (На рисунке ошибочно указан литий вместо рубидия.)

На рис. 1 заметно погружение изотерм 180—190 и 200°C с запада на восток. Подъем геозотерм в районе долины р. Паужетки связан с наличием здесь сбросовой меридиональной структуры, осложненной серией крутопадающих термовыводящих трещин и нарушений. В соответствии с этим величина среднего геотермического градиента в разрезе уменьшается в направлении с запада на восток от 30—35 (скв. 16, 18, 20) до 8—14°C/100 м (скв. 102, 107, 106).

Высокий температурный градиент характеризует и субповерхностную водоупорную толщу верхов паужетской свиты. В процессе естественной разгрузки гидротермы испытывают резкие перепады температуры. Глубина зоны парообразования зависит от ряда факторов и составляет 120—200 м (Паужетские горячие воды. . , 1965).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПАУЖЕТСКИХ ГИДРОТЕРМ

Термальные воды Паужетской системы с полным основанием следует отнести к гидротермальным минералообразующим растворам в связи с их широко проявленной минералообразующей деятельностью (Набоко, 1970; Карпов, 1970). Речь идет о водах зоны разгрузки, включая и субповерхностную область термопроявлений (Верхнее термальное поле, Восточно-Паужетское, Северо-Камбальские струи и др.), характеризующуюся формированием термальных конденсатов.

На основании данных о химическом составе вод, связанных постепенными переходами и сосуществующих в недрах гидротермальной системы, нами выделены их следующие типы (табл. 1, 2).

Тип I. Хлоридно-натриевые трещинные гидротермы $\frac{\text{Cl } 93,9 \text{ SO}_4 \text{ 3,7}}{\text{Na } 87,5 \text{ Ca } 7 \text{ K } 5}$, рН = 7—8, общая минерализация 2,0—4,0 г/л. Сумма щелочных металлов преобладает над щелочноземельными: $\text{K} + \text{Na/Ca} + \text{Mg} = 7—17$, в то же время кальция всегда больше калия. Воды этого типа в той или иной степени дегазированы и поэтому отличаются от подобных им в пластовых условиях. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Хлоридно-натриевые термы обогащены, как и в других геотермальных районах, редкими щелочами — литием, рубидием, цезием и стронцием (табл. 1, 2).

Из рудообразующих металлов характерны цинк, свинец и золото. Количество кремнекислоты составляет 150—800 мг/л. В последнее время нами получены новые данные относительно состава и зональности вод этого типа в пределах всей гидротермальной системы. В направлении к юго-востоку от зоны естественной разгрузки (долина р. Паужетки) на расстоянии 3,5 км состав гидротерм существенно изменяется (см. рис. 1). Возрастает минерализация до 4 г/л и соответственно содержание большинства компонентов: хлора (от 920 до 1600—1800 мг/л), калия (от 30—90 до 120 мг/л), натрия (от 615 до 1170 мг/л) и кремнекислоты (от 150 — 300 до 814 мг/л). Увеличивается концентрация лития, рубидия и цезия. Относительная щелочнометальность вод — $\text{K} + \text{Na/Ca} + \text{Mg}$ — возрастает в 1,5 раза. Гидротермы заметно обогащаются фтором (от 1 до 3,4 мг/л в скв. Р-2).

Это явление, не отмечавшееся ранее (Паужетские горячие воды. . . , 1965), обнаружено нами при опробовании глубоких скважин (Р-102, Р-107 и др.), вскрывающих водоносный горизонт в низах Паужетской свиты в области пониженного геотермического градиента (см. рис. 1). Возможно, что важную роль в изменении состава гидротерм здесь играют более термостатированные пластовые условия по сравнению с режимом в области разгрузки.

Тип II. Существенно сульфатные и гидрокарбонатные воды-конденсаты, возникающие выше уровня дегазации хлоридно-натриевых терм в результате конденсации парогазовой фракции (H_2O , CO_2 , H_2S) в ряде случаев при смешении хлоридных вод с холодными грунтовыми водами. Рассматриваемые здесь гидротермы представлены только конденсатами чистой линии.

Выделяется два подтипа вод:

IIА — сульфатно-хлоридные кальциевые или аммониевые
 $\frac{\text{SO}_4 \text{ 91,7 Cl } 8,3}{\text{NH}_4 \text{ 69 Ca } 70 \text{ Na } 28}$, рН = 2,8—7,5, минерализация 0,2—0,5 г/л.

Компонент	Хлоридно-натриевые термы из скважин после							
	К-830	6050	К-15	К-14	Р-7	Р-1	Р-5	К-20
NH ₄ ⁺	—	0,35	1,0	—	0,93	0,9	0,62	0,93
Na ⁺	675,0	615,0	780,0	985,0	1025,0	1000,0	1145,0	1050,0
K ⁺	61,0	42,5	32,0	50,0	77,5	95,0	100,0	101,5
Ca ⁺²	38,9	25,1	84,6	50,5	57,9	57,9	57,9	57,9
Mg ⁺²	14,2	He обн.	0,4	69,9	2,5	2,3	3,7	2,3
Sr ⁺²	—	0,42	1,12	—	0,72	0,88	1,02	0,75
Li ⁺	3,98	2,95	3,5	4,54	5,30	4,65	4,8	4,75
Rb ⁺	0,485	0,425	0,36	0,635	0,847	1,03	1,02	1,06
Cs ⁺	0,878	0,438	0,867	0,800	0,965	1,01	0,970	1,03
Zn ⁺²	0,176	—	0,07 ⁴	0,075	—	—	—	—
Cu ⁺²	He обн.	—	He обн.	He обн.	—	—	—	—
Al ⁺³	—	—	4,0	—	—	—	—	—
Σ катионов	794,62	687,18	907,92	1161,35	1171,76	1171,77	1315,03	1220,22
Cl ⁻	1272,7	920,6	1130,5	1649,3	1604,0	1573,2	1649,9	1833,5
SO ₄ ⁻²	64,0	69,1	286,4	88,8	92,2	88,9	83,9	80,7
HCO ₃ ⁻	73,0	61,0	61,0	79,3	61,0	61,0	61,0	61,0
F ⁻	—	1,0	1,2	—	1,0	1,4	1,2	—
Σ анионов	1409,7	1051,7	1479,1	1817,4	1758,2	1724,5	1786,0	1975,2
C ₂ своб.	—	3—8	—	—	He обнаружено			
H ₄ SiO ₄	150,6	—	219,0	178,0	184,8	191,6	—	185,0
t°C	87	60	95	96	96	96	95	96
pH	8,0	8,04	7,15	8,0	7,27	7,92	7,55	7,97

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, 1973—1975 гг.

II^B — гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 63,8 O}_4 \text{ 26,9 9,3}}{\text{Ca 90 H}_4 \text{ 6}}$, pH = 3—7, минерализация 0,2—0,5 г/л. Сумма Ca + Mg преобладает.

Постоянная доля хлор-иона 8,3—9,3 экв. % указывает на единый источник питания конденсатов: парогазовую фракцию перегретых гидротерм I типа. Отделение больших количеств сероводорода вместе с водяным паром и последующее его окисление в зоне конденсации обуславливает высокую сульфатность конденсатов, до 500 мг/л. Количество сульфата возрастает при длительном барботировании скоплений конденсатов струями сероводорода.

По сравнению с жидкой фазой хлоридно-натриевых гидротерм конденсаты обогащены тяжелыми металлами — цинком, свинцом, медью и золотом. Данные табл. 2 указывают на обратную пропорциональность концентраций цинка, свинца и меди величине отношения Cl/SO₄.

Конденсаты отличаются повышенными содержаниями золота относительно вод I типа. Золото не коррелируется с анионным составом гидротерм, хотя заметна тенденция к концентрированию его в высокоминерализованных термах сульфатно-хлоридного состава.

Тип III. минералообразующих гидротерм представлен поровыми растворами, генетически связанными с конденсатами:

III^A подтип — сульфатные железистые или кальциево-магниевые растворы $\frac{\text{SO}_4 \text{ 99,8}}{\text{Fe 80 Ca 80 Mg 20}}$, pH = 3—7,5.

Таблица 1

гидротермальной системы, мг/л

сепарации			Конденсаты		Поровые растворы			
P-2	P-107	P-102	6045	6058	6016/0,7	6005	6016/0,4	900/1
0,68	6,2	3,5	11,7	1,27	—	—	—	—
1152,0	1050,0	1170,0	1,01	17,1	21,4	8,5	12,9	250,0
105,0	112,5	120,0	0,08	6,0	13,7	1,54	2,5	39,0
65,6	54,1	59,8	—	27,8	482,3	143,0	61,3	178,2
2,5	2,3	3,8	—	3,0	851,5	12,4	20,1	168,0
0,83	0,617	0,667	0,09	0,19	—	—	—	—
4,50	4,9	5,3	0,033	0,032	—	—	He обн.	0,48
0,947	1,08	1,21	He обн.	0,017	—	—	»	0,033
0,887	1,075	1,05	»	0,007	—	—	—	—
—	—	—	—	—	383,4	0,48	4,46	3,47
—	—	—	—	—	0,55	He обн.	0,42	0,51
—	—	—	—	—	499,1	21,7	663,7	—
1332,64	1222,77	1365,33	12,91	55,42	2251,9	187,6	755,38	640,4
1665,1	1673,6	1778,6	3,1	10,7	33,23	He обн.	40,4	226,3
93,8	—	—	4,9	—	10452,0	534,9	2839,3	1512,0
61,0	61,0	60,0	76,3	152,5	—	—	—	He обн.
3,4	—	—	0,6	0,6	—	—	—	—
1819,9	1734,6	1838,6	84,9	163,8	10485,2	534,9	2879,7	1738,3
—	—	—	46,4	—	—	—	—	—
184,8	531,7	813,7	8,56	185,0	—	—	—	—
94	96	97	94	60	—	—	—	—
7,15	8,0	8,0	8,08	8,72	3,1	5,75	3,24	—

Аналитики М. М. Белохвостова, В. М. Новиков, В. Д. Пампура.

IIIБ подтип — сульфатно-хлоридные кальцево-магниево- или алюминий-железо-кальцевые, $\frac{SO_4 90,7 Cl 9,3}{Al 60 Ca 50 Mg 40 - 50}$, pH = 0,97—6,0. Сложный катионный состав поровых растворов определяется исключительно активной тепловой и химической обстановкой их образования, особенно в субповерхностных условиях (Пампура, Новиков, 1975).

Существенную роль в их составе играют щелочноземельные металлы, железо, алюминий и марганец (см. табл. 1, 2). Содержания сульфата изменяются от 500—600 мг/л до 15—100 г/л, что приближает поровые воды к рассолам. Количество хлор-иона возрастает до 1,5—3,8 г/л. Как правило, pH (измеренная на воздухе, 20°C) таких вод колеблется в пределах 0,9—3,2. Высокоминерализованные поровые растворы характерны для зон современного сульфидообразования и содержат существенные количества цинка (до 340 мг/л), меди (2—33,5 мг/л), алюминия (74—700 мг/л), марганца (3—79 мг/л) и железа (до 580 мг/л). Содержания цинка возрастают обратно пропорционально величине отношения Cl/SO₄ (рис. 2).

В недрах термопроявлений имеет место четкая геохимическая зональность состава поровых растворов, отмеченная нами ранее (Пампура, Новиков, 1975). При переходе от холодных (40—60°C) к горячим (80—150°C) зонам гидротермально измененных пород близ выходов паровых струй, фумарол и трещинных конденсатов состав поровых растворов существенно меняется:

Геохимические типы минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы

Тип	Гидрохимическая характеристика	Число анализов	Анионный состав, экв. %	Среднее содержание редких элементов								Li:Rb:Cs, вес.	Cl/SO ₄	Ca/Sr	K+Na Ca+Mg
				Li	Rb	Cs	Zn	Cu	Au*	Sr	Pb				
				мг-экв				мг/л							
I	Хлоридно-натриевые трещинные термальные воды	11	Cl=93,9 SO ₄ =3,7 HCO ₃ =2,4	0,576	0,0097	0,0068	0,075	—	2,8—7·10 ⁻⁴	0,83	0,012**	100:20,6: 22,6	20,9	157	15,40
II ^A	Сульфатно-хлоридные кальциевые и аммониевые конденсаты	9	SO ₄ =91,7 Cl=8,3	0,00039	0,00016	0,00008	0,259	0,04— 0,44	9—12·10 ⁻⁴	0,26	0,02**— 100	100:42:33	0,09 0,28	339	0,44
II ^B	Гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и аммониевые конденсаты		HCO ₃ =63,8 SO ₄ =26,9 Cl=9,3												
III ^A	Сульфатные кальциево-магниевые поровые растворы кислые	25	SO ₄ =99,8	0,0033	0,00041	0,000045	6,745	5,32	3,9—14·10 ⁻⁴	0,134	—	100:12,3:2,1	0,031	464	0,17
III ^B	Сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые поровые растворы		SO ₄ =90,7 Cl=9,3												

* Атомно-абсорбционный анализ в графитовой кювете. Аналитик А. А. Хлебникова, Институт геохимии СО АН СССР, 1975 г.

** По данным Меняйлова, Никитиной (1974).

а) увеличиваются концентрации Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe , Mn , Al , Zn , Cu , SO_4^{2-} и Cl^- , минерализация возрастает от 500—600 мг/л до 100 г/л и более;

б) растворы обогащаются магнием относительно кальция, отношения $\text{Na} + \text{K}/\text{Mg} + \text{Ca}$ и Cl/SO_4 уменьшаются;

в) рН растворов переходит из щелочной в кислую область от 6—7 до 0,9—3.

Приведенные данные позволяют констатировать тот факт, что наблюдаемые процессы минералообразования обусловлены высококонцентрированными растворами типа рассолов или соленых вод.

Одной из причин высоких концентраций поровых растворов следует называть постоянно поддерживающееся значительное газосодержание как конденсатов, так и хлоридно-натриевых терм. Даже после сепарации термальные воды на изливе содержат 20—60 мл/л газов, среди которых преобладают CO_2 — 60—63% и N_2 — 32—50%.

Ранее (Паужетские горячие воды. . ., 1965) было показано, что парогазовая фракция конденсатов содержит сероводород в количестве от 5 до 60 мг/л конденсата. При разбурировании центральной части Восточно-Паужетского термопроявления нами были обнаружены струи почти чистого сероводорода. Процесс газоотделения и миграции газов в горячем состоянии через толщу гидротермально измененных пород, насыщенных поровыми растворами, способствует неуклонному росту концентраций сульфат- и бикарбонат-ионов, а вместе с тем и общей минерализации этих вод.

Имеющиеся данные по геохимическим типам вод области разгрузки позволяет теперь реконструировать равновесный компонентный состав гидротерм в пластовых условиях. В этих целях нами использовано физико-химическое моделирование многокомпонентных систем методом минимизации свободной энергии (Пампура, Карпов, Казьмин, 1975). Сущность и конкретные приложения метода рассмотрены ранее (Пампура, Карпов, Казьмин, 1975), поэтому ограничимся лишь результатами его реализации.

Базовыми материалами для моделирования равновесного компонентного состава хлоридно-натриевых гидротерм в пластовых условиях послужили наши и литературные данные по химическому составу вод из 20 глубоких скважин Паужетского месторождения, а также расчетные величины концентраций CO_2 и H_2S в пластовых водах по данным книги «Паужетские горячие воды. . .» (1965). В конечном счете получены величины

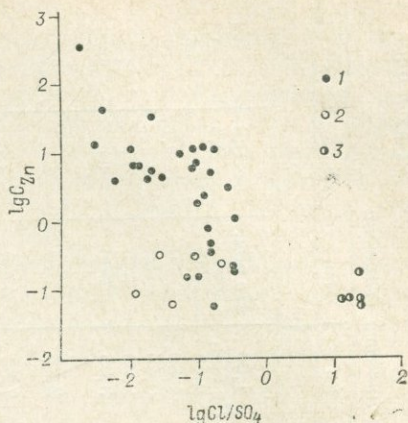


Рис. 2. Зависимость между содержаниями цинка и величиной хлорсульфатного отношения в гидротермальных растворах различных типов.

1 — поровые растворы; 2 — конденсаты; 3 — хлоридно-натриевые гидротермы.

Таблица 3

Равновесный компонентный состав хлоридно-натриевых гидротерм в пластовых условиях, по данным моделирования, мг/л

t°C	pH	CO_2 раств	SO_4^{2-}	ΣSi	Cl/SO_4	H_2S
100	3,56—4,33	24,0—42,0	61—79	77	70	До 6,4
150	3,25—4,60	10,0—16,3	33—57	201	127	0,006—6,0
200	2,93—5,09	5,3—9,1	6—56	390—432	515	10^{-6}

Примечание. S^{2-} при всех температурах до 10^{-5} .

Содержания K, Na, Mg, Fe, Mn, Li, Rb, Cs, Sr, Zn, и Cu в породах Паужетской вулcano-тектонической депрессии

Номер обр.	Местоположение и характери- стика пород	Na	K	Li	Rb	Cs	Sr	Mg	Fe	Mn	Zn	Cu
		%	%	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	%	%	γ/г	γ/г	γ/г
6025	Алевропелитовые и алев- ропсаммитовые туфы сред- ней части паужетской свиты (в порядке нарастания ко- личества грубообломочного материала)	1,08	3,04	40	10	0,1	416	He обн.	1,00	He обн.	0,6	0,1
6026		0,21	0,67	47	0,1	0,1	121	»	He обн.	»	0,5	0,1
6027		2,56	2,81	45	92	0,1	214	0,30	2,15	990	48	18
6028		0,03	0,05	28	0,1	0,1	69	He обн.	1,80	20	0,7	16
6029		0,72	2,00	35	27	0,1	171	0,07	0,40	60	22	18
6035		2,41	1,43	62	36	0,1	284	0,57	2,00	540	71	35
6041		1,83	0,95	46	12	0,1	256	0,87	3,85	900	61	37
	Среднее из 14 образцов	1,77	1,33	44	25	—	218	0,56	2,28	670	41	23
903	Гидротермально изменен- ные породы паужетской сви- ты из зоны монтмориллонит- товых аргиллизитов с α-кри- стобалитом, цеолитами, кар- бонатами	0,21	0,28	16	14	4	21	4,56	7,60	4200	72	—
904		0,24	1,04	17	36	6	32	1,65	6,40	4400	13	—
905		0,10	0,68	15	26	10	63	1,40	6,80	540	390	—
907		0,10	1,00	19	32	4	23	3,52	8,00	2000	130	—
914		0,18	1,10	18	39	10	71	1,40	5,24	140	110	—
	Среднее из 20 об- разцов	0,19	0,77	15	25	9	72	1,39	7,17	1540	137	—
943	Гидротермально изменен- ные дациты верхнего плей- стоцена	0,06	1,80	9	19	9	21	2,47	11,36	1280	124	—
939		0,18	0,94	16	13	5	140	2,02	2,30	1000	128	—
	Среднее из 5 образ- цов	0,16	1,31	12	20	6	139	1,70	14,04	792	124	—
	Неизмененные вулкани- ческие породы из депрес- сионной зоны и паужетской свиты											
007	Туф дацита	2,76	1,35	78	35	0,1	256	0,64	2,80	650	41	20
34—1	Базальт	1,37	0,21	96	0,1	0,1	370	3,31	9,30	1200	80	256

102	Базальт	1,94	0,20	122	0,1	0,1	0,1	410	2,55	7,25	1080	69	34
1227	Базальт	1,79	0,73	106	42	0,4	0,4	482	2,93	8,70	1400	84	169
1225	Андезит-базальт	1,56	0,58	149	10	0,1	0,1	450	2,85	7,60	1270	87	118
	Среднее из 10 образцов	2,14	0,88	89	14,8	—	—	290	1,89	6,17	1050	70	95

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, 1971—1975 гг. Аналитики Д. Х. Николаева, В. И. Морданова, Д. Орлова.

равновесных концентраций при температурах 100, 150, 200°C и давлениях насыщенного пара (табл. 3). Сравнение полученных результатов с наблюдаемыми (см. табл. 1) указывает как на их близость, так и на существенные различия. Пластовые гидротермы сильно обеднены сульфат-ионом, имеют близкие к нулевым потенциалы Eh (от -0,25 — до 0,286) и высокую кислотность (рН = 2,93—5,1).

В результате моделирования установлен факт существенной эволюции хлоридно-натриевых гидротерм в процессе их охлаждения от 200 до 25°C, дегазации и снижения давления вдоль линии насыщенного пара.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

В настоящее время не существует единой точки зрения на генезис компонентного состава хлоридно-натриевых и близких к ним типов гидротерм. В этом свете представляет интерес поведение редких элементов в едином эволюционном ряду вод гидротермальной системы: пластовые гидротермы — дегазированные дериваты высокой щелочности — низкотемпературные кислые конденсаты — высококонцентрированные поровые растворы.

Литий, рубидий и цезий, максимально накапливаясь в хлоридно-натриевых термах, рассеиваются при возрастании сульфатности вод, частично выносятся из зон субповерхностной аргиллизации пород. Наибольшее рассеяние характерно для цезия. Отношения элементов в гидротермах и гидротермально измененных породах не сопоставимы — Li : Rb : Cs (воды) = 100 : 20 : 22 — (породы) 100 : 167 : 60. Процесс выщелачивания не приводит к обогащению гидротерм этими металлами (Пампура, Новиков, 1975). Лишь в редких случаях концентрации лития в поровых растворах достигают 0,8 мг/л.

Стронций также склонен к рассеянию с ростом сульфатности вод. Обедненность стронцием конденсатов наследуется поровыми растворами и находится в прямой связи с извлечением стронция из пород паужетской свиты в зоне гидротермальной аргиллизации (табл. 4).

Изменения пород приводят к потере ими 33% подвижного стронция для псефитовых туфов и 40% — для андезитов-базальтов и дацитов. Существенная часть стронция при этом переносится в составе вторичного пара конденсатов (см. табл. 1, пробы 6045, 6058) в количестве до 0,2 мг/л. Распределение стронция в пластовых водах не коррелируется с их хлоридностью (см. рис. 1), а отражает процессы смешения вод различного состава. Изотопные анализы стронция в гидротермах, выполненные в Институте геохимии СО АН СССР Г. С. Плюсиным и Г. И. Сандимировой, показали большой разброс величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7035 до 0,707.

Выполненные параллельно определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде Охотского моря и морском ракушечнике показали значения $0,7099-0,7100 \pm 0,0002$, что укладывается в диапазон принятых значений для морской воды (Фор, Пауэлл, 1974).

Все полученные величины отношений делятся на две группы: низких отношений — $0,7035 \pm 0,0003$ (вода скв. К-15), и $0,7035 \pm 0,0003$ (проба К-6017) и высоких отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от $0,7047$ до $0,7072$), линейно связанных с валовой концентрацией стронция: Образцы гидротерм с отношениями $0,7035-0,705$ характеризуют зону разгрузки гидротермальной системы, связанную с субмеридиональным разломом и зонами трещиноватости глубокого заложения.

Вполне вероятно, что по скважине К-15 осуществляется подток гидротерм, содержащих «ювенильный» стронций с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выше $0,7035$. Возможности выщелачивания стронция подобного изотопного состава из пород водоносных горизонтов пока не установлены. Величина отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из второй группы ложится на график смещения хлоридно-натриевых терм с холодными водами низкой минерализации и стерильными к стронцию.

Влияние стронция морского происхождения на изотопный состав его в хлоридно-натриевых термах полученными данными не подтверждается.

Цинк, свинец, медь, золото, марганец, железо и ряд других металлов в противоположность щелочам накапливаются в сульфатной среде поровых растворов и конденсатов с коэффициентами концентрации порядка $3000-4500$ относительно количества их в хлоридно-натриевых термах. При этом гидротермально измененные породы всех фаций обогащаются этими компонентами (Пампура, Новиков, 1975).

Реально наблюдаемые гидротермальные растворы зоны разгрузки оказываются пересыщенными кремнеземом, кальцием, рудообразующими металлами, серой и газовой фазой по отношению к хлоридно-натриевым гидротермам в пластовых условиях (см. табл. 1, 2, 4). В этом проявляется способность рассматриваемых гидротерм к минералообразующей деятельности независимо от способа происхождения их компонентного состава.

Непосредственное участие в минерало- и породообразовании на протяжении всей жизни гидротермальной системы принимают поровые растворы. Они, в свою очередь, рассматриваются как продукты дегазации и метаморфизма хлоридно-натриевых гидротерм в неоднородном тепловом поле недр гидротермальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев В. В. Условия разгрузки паужетских гидротерм на юге Камчатки. — В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 80—90. (Труды лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19).

Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 72—83.

Вакин Е. А., Поляк Б. Г., Сугробов В. М. Основные проблемы геотермии вулканических областей. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., «Наука», 1971, с. 197—206.

Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 53—67. (Труды лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19).

Карпов Г. А. Экспериментальное минералообразование в геотермальных скважинах. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970, с. 121—143.

Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Цинк и свинец в газах и водах вулкана Эбеко и Паужетского месторождения. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 103—110.

Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе паужетских гидротерм. — В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразо-

вание в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 99—114. (Труды лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19).

Набоко С. И. Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах.— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970, с. 3—13.

Огородова А. С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания (на примере II группы Южно-Камбального термального поля).— В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 173—184.

Пампура В. Д., Карпов И. К., Казьмин Л. А. Физико-химическая эволюция природных хлоридно-натриевых гидротермальных систем в области 25—200°C и 1—500 бар.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 1, с. 208—211.

Пампура В. Д., Новиков В. М. Геохимия поровых растворов из зон рудообразования современных вулканических областей (на примере Паужетской гидротермальной системы).— «Геохимия», 1975, № 4, с. 614—622.

Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965. 205 с.

Пийп Б. И., Иванов В. В., Аверьев В. В. Паужетские высокотермальные воды Камчатки как источник геотермической энергии.— «Труды конф. ООН по новым источникам энергии», Рим, 1961, с. 200—208.

Сугробов В. М., Сугрובה Н. Г. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин.— В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965, с. 43—49.

Фор Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974. 213 с.

А. И. ТУГАРИНОВ

*Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского, Москва*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЖИЗНЬ ПРОТОКОНТИНЕНТОВ

Что мы подразумеваем под подобным наименованием? Геохимической жизнью следует называть совокупность процессов, приводящих к миграции, концентрации и рассеянию атомов в земной коре или других частях Земли. Зная в общих чертах геологическую историю эволюции Земли, мы можем высказать наши предположения о геохимических явлениях, протекавших в наиболее раннюю стадию ее существования. Какова протяженность ранней стадии существования протоконтинентов? Полностью определенного ответа на этот вопрос сейчас дать невозможно. Однако попытаемся оценить интересующее нас время.

Под протоконтинентами ряд исследователей подразумевает первоначальные участки консолидации земной коры, возникшие в результате первоначального выплавления из мантии базальтовой протокоры и последующей ее дифференциации из-за осадконакопления и гранитизации.

Состав исходной мантии, согласно данным Л. В. Дмитриева (1972), рассматривался как лерцолитовый, хотя не исключено, что он отвечал оливиновым базальтам (Schwarzer, 1974). Несомненно, сама мантия может рассматриваться как однородная только в самом большом приближении.

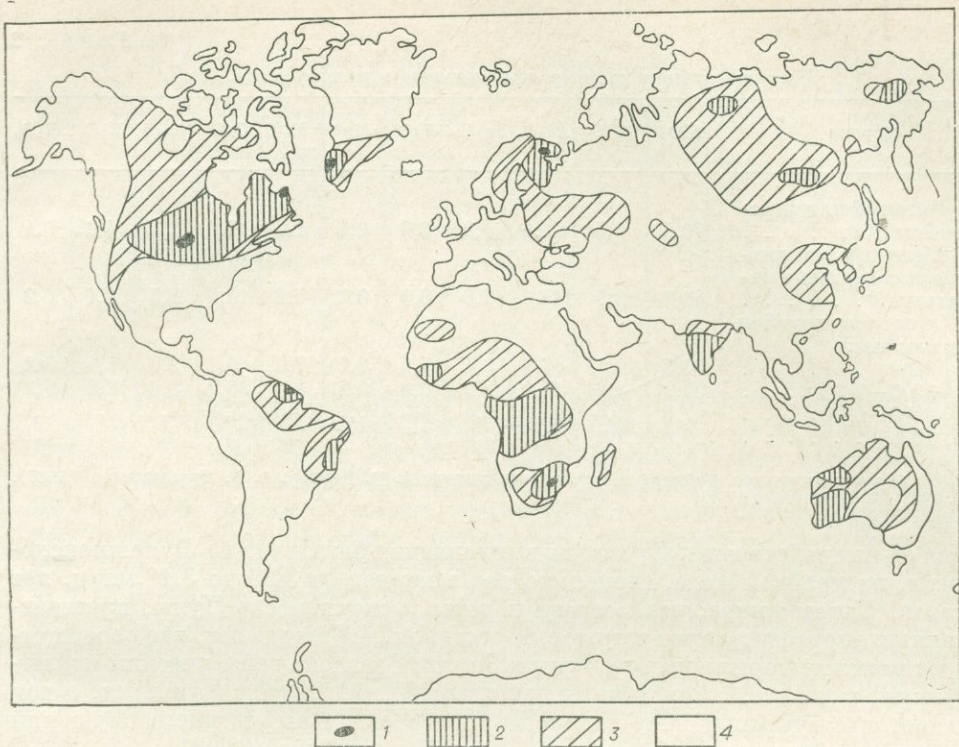
Отдельные участки первично возникшей коры консолидировались настолько, что вся последующая геологическая история коснулась их в самой незначительной степени и в ряде мест в них сохранились сравнительно пологие залегания пород, лишенные существенного метаморфизма. Эти участки представляют собой блоки пород, возраст которых более чем 3700 млн. лет. Примеры их — район Миннесотты Северной Америки — гнейсы Монтовидео и Мортон; район Гренландии и восточного побережья Северной Америки — гнейсы амитсок и формации Ишуга; габбро-нориты Чуна — Волчьих тундр района Кольского полуострова и, наконец, Южная Африка — формация Онвервахтфипти.

Таблица 1

Характеристика континентов в различные эпохи

Данные о континентах	1	2	3	4	Всего
Возраст, млн. лет	3700	3700—2700	2700—2000	2000—0	
Площадь континента, млн. км ²	0,4	12,0	26,0	110,0	148,0
Мощность, км . . .	10	20	40		
Состав $K = \frac{\text{гранит}}{\text{амфиболит}}$	0,1	1	2	4	

Примечание. 1 — 3600 млн. лет; 2 — 3500—2600; 3 — 2600—1900; 4 — 1900 млн. лет. Составлена с учетом данных следующих авторов: Heir 1973; Pettijohn, 1972; Балашов и др., 1974; Hart e. a., 1974; Auhäuser, 1973; Bridgewater e. a., 1973; Glikson, 1970; Satton, Windley, 1974; Hart, 1974; Holland, Lambert, 1972; Art, Hanson, 1972; Windley e. a., 1973.



Распределение древних пород на поверхности Земного шара:
 1 — > 3500 млн. лет; 2 — 3500—2600; 3 — 2600—1900; 4 — < 1900 млн. лет.

При выделении протоконтинентов за основу взяты геохронологические данные и с их учетом составлена карта распределения площадей пород данного возраста, грубо указывающая на рост первоначальных ядер протоконтинентов во времени (см. рисунок).

Размеры и состав континентов в различные эпохи приблизительно характеризует табл. 1. При составлении этой таблицы мы исходили из того, что мощность древнейших толщ, залегающих непосредственно на мантийном субстрате, в частности в Гренландии и в Южной Африке, не превышала 10 км. Таким образом, первый сделанный вывод гласил о сравнительно небольшой мощности ранних континентов, возникших из первичной пленки застывших базальтовых покровов, по-видимому, подводного характера. Вероятно, первоначальный облик этих первых континентов чем-то напоминал современную океаническую кору. Дальнейшее развитие континентов происходило как вглубь, так и вширь. Если второе достаточно надежно доказывается приводимой геохронологической картой (см. рисунок), то первое следует из весьма большой мощности континентов (например, по Р. М. Деменицкой (1961) она отвечает 40 км). Участие в формировании первоначальных континентов калиевых гранитов было ничтожным. Поэтому коэффициент K , характеризующий соотношение в континентах долей гранитов и амфиболитов, был принят за 0,1.

В последующие эпохи состав континентов смещается все более в сторону гранитов (табл. 2). Чтобы выявить причины этого явления, проведем геохимическое сравнение раннего этапа жизни нашей Земли (4,5—3,7 млрд. лет назад) с близким ему по времени периодом геологических событий на спутнике Земли — Луне.

В отличие от Земли, Луна, будучи космическим телом значительно меньших размеров (диаметр 3400 км), не имеет атмосферы и воды на своей поверхности, в связи с чем процессы выветривания, осадконакопле-

Характеристика состава континентов в разные эпохи, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Ортогнейсы и парагнейсы РСт	70,5	0,5	14,6	1,8	2,0	0,1	1,2	2,0	3,3	4,0	0,1
Щелочные оливковые и толеитовые базальты	48,0	2,7	15,3	3,6	8,0	0,2	7,6	10,5	2,7	1,1	0,2
Этапы развития Земли млн. лет:											
3600	50,5	2,5	15,2	3,4	7,5	0,2	7,0	9,7	2,8	1,4	0,2
3500—2600	59,9	1,6	15,0	2,7	5,0	0,2	4,4	6,2	3,0	2,6	0,2
2600—1900	62,8	1,4	14,8	2,4	4,0	0,1	3,3	5,0	3,1	3,0	0,1
1900	66,0	1,0	14,8	2,2	3,0	0,1	2,5	4,5	3,2	3,4	0,1

Примечание. Таблица составлена по данным А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского (1967), И. А. Полдверта (1957).

ния ей не свойственны. Процессы выплавления базальтов на Луне происходили, по крайней мере, несколько раз в период от 3,95 до 3,16 млрд. лет назад. Учтем также, что возраст породы «континентов» Луны, представленных апортозит-норит-дунитовым составом, 4,7 млрд. лет, что соответствует моменту формирования Луны и Земли. Согласно сейсмическим наблюдениям, мощность лунной коры достигает 25 км. Ядра у Луны нет, о чем свидетельствует низкая ее плотность (3,34 г/см³) и отсутствие возмущений в солнечной плазме, обтекающей Луну (Виноградов, 1959).

Выплавление базальтов на Луне, сопровождавшееся обширной дифференциацией первичного вещества Луны, имело место главным образом 4,6 млрд. лет назад. Последующая такая дифференциация в период 3,95—3,16 млрд. лет назад имела более локальное значение, пока не угасла совсем. По-видимому, причиной угасания магматизма и дифференциации вещества Луны было отсутствие летучих, воды, что препятствовало полному расплавлению пород «мантии» Луны.

В породах Луны по сравнению с аналогичными породами Земли отмечается явное обеднение железом и связанными с ним платиной, золотом и т. д. Наряду с этим породы Луны обогащены тугоплавкими компонентами (TiO₂, ZrO₂), а базальты такими литофильными элементами, как торий и уран (0,6 г/т), концентрации которых превышают содержания этих элементов в земных толеитах (Виноградов, 1959), по крайней мере, в три раза.

Все это позволяет сделать вывод о том, что геохимическая эволюция Луны, соответственно определяемая ее термической историей, происходила довольно быстро и закончилась около 3,2 млрд. лет назад, т. е. спустя 1,5 млрд. лет с момента образования Луны. Главной причиной затухания эндогенных процессов Луны, видимо, явилось исчерпание внутренних энергетических ресурсов (энергия распада урана, тория, калия), которых требовалось достаточно много для расплавления обогащенного тугоплавкими компонентами лунного субстрата в условиях отсутствия воды.

Что же происходило на Земле, когда аналогичное выплавление базальтов из мантии сопровождалось концентрацией летучих компонентов литофильных элементов (в том числе урана и тория) в породах земной коры?

Образование первых глыб континентов привело к аккумуляции радиогенного тепла под ними и к зарождению магматических очагов в результате эпизодического расплавления толщ. В итоге таких процессов континентальные глыбы поднимались над уровнем первоначального океана. Это явление сопровождалось начавшейся в это время эрозией и денудацией протоконтинентов, приводившей к мощной, невиданной ранее по

Таблица 3

Распределение рудных компонентов по эпохам докембрия, млн. лет

Рудные залежи металлов	3700	3700— 2700	2700— 2000	2000— 1100	1100—0
Золото					
Никель					
Уран (осадочный)					
Уран (эндогенный)					
Железо					
Свинец					

своему значению дифференциации осадочного материала, несоизмеримой по масштабу с той, которая существовала при процессе выплавления базальтов. Все это вместе взятое породило возникновение осадков (граувакк, глин), приближавшихся по составу к гранитам. При их палингенезе возникали первые тоналиты, плагиограниты, отмечаемые среди наиболее древних интрузий Земли. Естественно, что в силу отсутствия в породах Луны влаги и атмосферы, а следовательно, и осадочной дифференциации, образование гранитов на Луне было невозможным. Наоборот, в земных условиях процессы гранитообразования проявились весьма интенсивно. Эта геологическая эволюция Земли, сопровождавшаяся геохимическим перераспределением компонентов, где-то на рубеже около 3—2,7 млрд. лет претерпела кардинальные изменения, вызванные появлением нового мощного фактора преобразования лика нашей планеты — процессов жизни. Однако этот период существования нашей Земли, начиная с протерозоя, уже не может рассматриваться как время существования протоконтинентов.

Обратим внимание на те особенности ранней жизни протоконтинентов, которые выявляются в результате изучения пород глубокого докембрия в качестве источника многих видов минерального сырья. Мы уже не раз указывали на то, что докембрий, охватывающий период почти в 4 млрд. лет, не может, очевидно, рассматриваться как сплошная область рудных залежей. В сложном механизме докембрийской истории отчетливо выделяются продуктивные эпохи с концентрацией в них тех или иных рудных месторождений (табл. 3). Видно, что с периодом существования протоконтинентов наиболее широко проявилось образование месторождений золота и никеля. Любопытно, что оба эти элемента относятся к типичным сидерофильным элементам. Содержание золота и никеля в железных метеоритах в 1000 раз выше, чем в силикатных породах Земли и Луны. Аналогичным образом ведет себя платина.

То, что нам известно сегодня о древних месторождениях золота, подтверждает его тесную генетическую связь с интрузиями явно основного состава. Так, например, на месторождении Колар (Индия) золото концентрируется в древних кварц-пиритовых жилах среди пироксен-амфиболитовых гнейсов; на месторождении Йллонайф золото проявлено в кварц-сульфидных жильных телах в измененных подушечных лавах основного состава. Золото месторождения Грамшмайн (Бразилия) приурочено к амфиболовым сланцам серии Минас-Жераес.

Не менее любопытна геохимия никеля, колоссальные месторождения которого в последнее время обнаружены в зеленокаменных толщах архея Австрия (районы Скотия и Форрестол в провинции Каугурли), где никеленосные залежи связаны с ультраосновными лавовыми потоками. В Бразилии, в поясе Уруасуа, отмечены многочисленные ультраосновные интрузии, содержащие медно-никелевое оруденение. В Южной Финляндии в архее известны ультраосновные интрузии, также несущие никелевое оруденение. По данным распределения никеля, между сосуществующими

силикатными и сульфидными минералами для этих пород и руд устанавливается высокая температура кристаллизации. С. Харт и С. Брукс (Hart, Brooks *et al.*, 1970) для архейских поясов ультраосновных интрузий отмечают присутствие специфических пород, коматитов, являющихся эффузивными аналогами перидотитов. Коматиты часто содержат сульфиды никеля и самородное железо, т. е. явные следы глубинного их происхождения и восстановительных условий среды.

Указанная особенность архейской ультрабазитовой интрузивной деятельности, сопровождавшейся образованием многочисленных зеленокаменных поясов, несущих значительные запасы золота и никеля, — характерная черта геохимической жизни протоконтинентов. Это обстоятельство заслуживает пристального внимания, поскольку аналогичных месторождений за исключением Мончегорска в древних толщах в СССР до сих пор не выявлено, несмотря на широкое развитие подобных пород в архейских провинциях нашей Родины.

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — «Геохимия», 1972, № 5, с. 1155—1167.
- Балашов Ю. А., Туранская Н. В., Братишко Р. Х. Зональность распределения редкоземельных элементов в океанах. «Геохимия», 1974, № 5, с. 751—762.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., 1961. 224 с.
- Полдверварт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. ИЛ, 1957, с. 130—157.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Anhaeusser C. R. Geology and geochemistry of the archean granites and gneisses of the Johannesburg — Pretoria Dome. — «Spec. Publ. Geol. Soc., S. Afr.», 1973, v. 3, p. 361—385.
- Arth J. G., Hanson G. N. Quartz diorites derived by partial melting of celogite or amphibolite at mantle depths. — «Contrib. Mineral. Petrol.», 1972, v. 37, N 2.
- Bridgwater D., Escher A., Jackson J. D. *et al.* Development of the precambrian shield in West Greenland, Labrador and Baffin island. — «Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir», 1973, v. 49.
- Gliedson A. J. Early precambrian Evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granites. 1970.
- Hart S. R. Sr-isotope and LTL element geochemistry of archean greenstone belts. — «Intern. Conf. on Geol. and Geochem. of the Oldest Archean Rocks», 1974.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D. Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. — «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1970, v. 10, N 1, p. 17—28.
- Hart S. R., Erlank A. J., Kable E. J. D. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. «Contrib. Mineral. Petrol.», 1974, v. 44, N 3, с. 219—230.
- Heier K. S. A model for the composition of the deep continental crust. — «Fortschrit. Mineral.», 1973, Bd 40, S. 174—187.
- Holland J. G., Lambert R. St. J. Major element chemical composition of shields and the continental crust. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, N 6, p. 673—683.
- Pettijohn F. J. The archean of the Canadian shield. — In: Studies in Mineralogy and Precambrian Geology. 1972.
- Schwarzer R. R., Rogers J. W., Worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. — «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1974, v. 23, N 3, p. 286—296.
- Sutton J., Windley N. Natural Science Progress. Oxford, 1974.
- Windley B. F., Nerd R. K., Bowden A. A. The Fiskenaeset Complex, West Greenland. — «Gronlands Geologiska, Undersogase», 1973, Bd 16.

РОЛЬ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ
И ПАЛИНГЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ
В ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В исследованиях Л. В. Таусона и его школы важное место занимают вопросы массообмена коры с глубинными слоями Земли, вопросы источников магматизма и рудного вещества, химической эволюции континентов в геологической истории. Задачи геологической теории и практики требуют дальнейшего углубления геохимических знаний о процессах и объектах, выпадавших до последнего времени из сферы собственно геохимических исследований, но играющих огромную роль в общем вещественном балансе коры. В первую очередь к ним относятся процессы метаморфизма и палингенеза, формирующие подавляющую массу пород коры и верхней мантии континентов. Сейчас в геохимический обиход включены такие объекты, как породы океана и их палеоаналоги — офиолиты, островодужные андезит-базальтовые ассоциации, породы высоких ступеней метаморфизма в естественных выходах и в выбросах глубинных экстрозивных аппаратов, что в целом дает возможность приступить к реконструкции химического развития литосферы.

Недавно была предложена модель вещественной эволюции современных материков (Павленко и др., 1975; Павленко, 1976). Кора и верхняя мантия послеархейских материков формируются из вещества низкокальциевого океанического толеита и сносимых с древних сиалических масс граувакк и пелитов, несущих повышенные содержания SiO_2 и K_2O , путем метаморфической и палингенной дифференциации, проявляющейся в периоды тектонической активности на отдельных этапах геосинклиналиного и платформенного развития. Постоянно действующим фактором метаморфизма и палингенеза является поток подкоровых, планетарных флюидов с Н и С в качестве обязательных компонентов.

В океаническую стадию толеит, залегающий на ультрамафитах океанической мантии (гарцбургиты, метадуниты), частично расщепляется на кальмафитовый слоистый комплекс (парадуниты, верлиты, клинопироксениты), слагающий совместно с подстилающим гарцбургитом верхнюю мантию, и серию габбро-алливалитов (троктолиты, эвкриты, апортозиты, плагиогранофиры), образующую совместно с нерасщепленными толеитами базальтовый слой. Этот процесс по ряду признаков инфильтрационно-метасоматический, сопровождающийся сбросом SiO_2 , FeO и Na_2O , которые фиксируются в кремнистых породах и спилитах океанического чехла. Граувакки верхних горизонтов чехла на порядок обогащены K_2O по сравнению с толеитами и породами слоистого комплекса (рис. 1), что может быть связано только с привнесением его с уже существовавших сиалических масс. Это же подтверждают данные и по современным океаническим грауваккам и глинам (DeLong, 1974; Church, 1972; Коссовская и др., 1976). Наряду с калием океанические осадки обогащаются и рядом других литофильных элементов, что представляется очень важным при объяснении геохимического стиля и происхождения андезит-базальтовой ассоциации островодужного этапа.

На этом этапе в связи с начавшимся тектоническим сжатием и глубинным шарьяжеобразованием происходит общее утолщение коры, из пород океанической мантии формируются гипербазитные протрузии офиолитов, в подошвах шарьяжей развиваются зоналы овыестрессовые глаукофан-эклогитовые комплексы, образование которых стимулируется

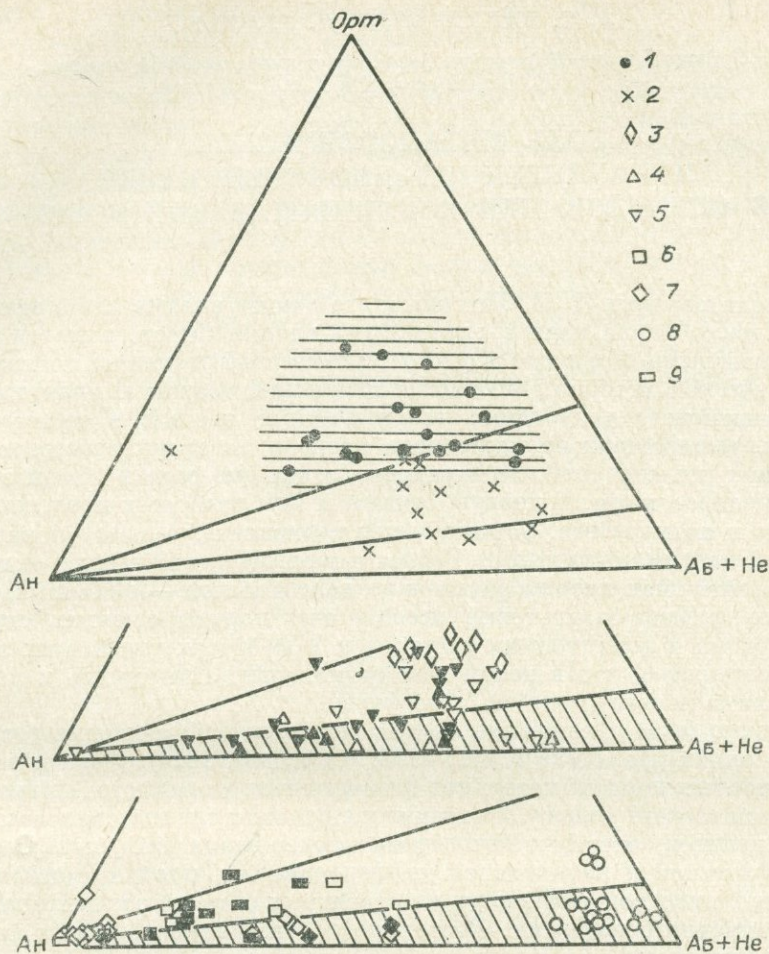


Рис. 1. Диаграммы апортит — альбит — нефелин — калишпат для пород офиолитовой и островодужной ассоциаций герцинид Южной Монголии (Дзолин-Нуру, Гурбан-Сайхэн, Ихэ-Богдо).

1 — граувакки высококальциевые; 2 — граувакки низкокальциевые; 3 — андезиты; 4 — низкокальциевые толеитовые базальты; 5 — глинозёмистые базальты; 6 — пироксениты, вердиты и их метаморфизованные аналоги; 7 — габбро-алливалиты и их метаморфизованные аналоги; 8 — плагиогранофиры, их эффузивнокластические и кремнистые аналоги; 9 — ультрамафиты и их метаморфизованные аналоги. 1, 2, 4, 6—9 — породы офиолитовой ассоциации, 3, 5 — островодужной. Перечеркнутые и заштрихованные знаки — породы, подвергшиеся зеленосланцевому или амфиболитовому метаморфизму.

повышенной железистостью и особенно марганцовистостью осадочных пород океанического чехла. Эклогитизация сопровождается сбросом щелочей и кремнекислоты.

Непосредственно под жесткими гипербазитовыми пластинами наблюдается развитие ретроградных по отношению к эклогитам эпидот-амфиболитовых пород со структурами некомпетентного пластического течения и появлением гранитоидных синкинематических тел. Именно эта обстановка, на наш взгляд, наиболее вероятна для зарождения расплавов, формирующих известково-щелочные, андезит-базальтовые серии островодужного типа. Помимо структурно-геологических и геофизических оснований в пользу этого предположения говорят следующие аргументы:

а) пестрота и быстрое, часто антидромное чередование членов андезит-базальтовых серий, сопоставимое с пестротой исходных пород слоистого комплекса и океанического чехла;

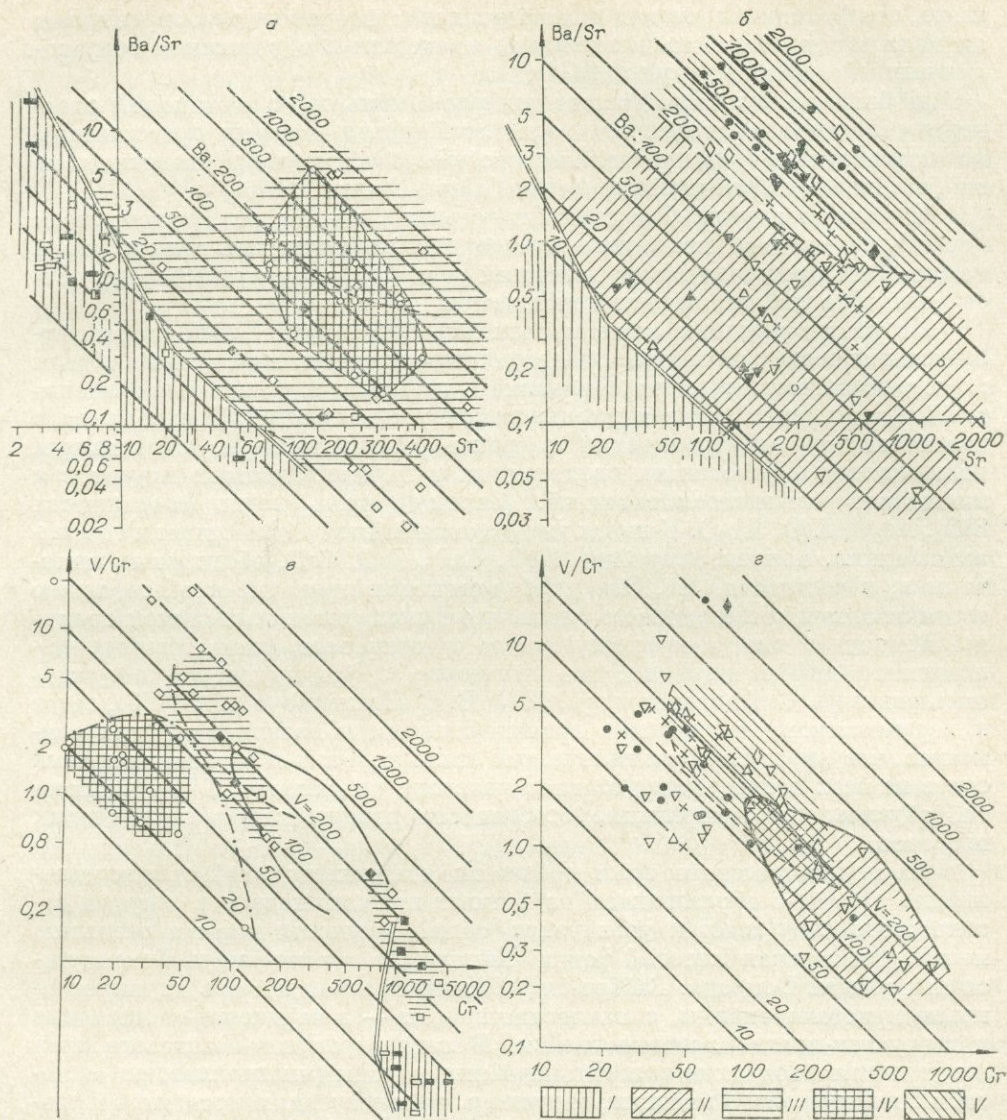


Рис. 2. Диаграммы Sr — Ba/Sr (а, б) и Cr — V/Cr (в, г) для пород офиолитовой и островодужной ассоциаций герцинид Южной Монголии.

I—9 — см. рис. 1. Поля: I — дунит-гарпбургитовый комплекс, II — толеит-базальтовый, III — пироксенит-габбро-алливалитовый, IV — комплекс натрово-алюмосиликатных пород, V — комплекс андезитов. Обозн. точек см. рис. 1.

б) отчетливо литофильная характеристика пород известково-щелочных серий, особенно ярко выступающая при сравнении островодужных базальтов с океаническими (Тейлор, 1972; Church *et al.*, 1973; Леонова и др., 1974; De Long, 1974). При общей петрохимической близости первые отличаются резко повышенными содержаниями K, Rb (при низком K/Rb), U, Th, Ba, Sr (при резко возросшем Ba/Sr) и дефицитом Cr, Ni;

в) «комплементарная» позиция пород островодужной ассоциации по ряду редких элементов между толеитами и расслоенным комплексом, с одной стороны, и океаническими осадками — с другой, что можно проиллюстрировать на примере Ba, Sr, V, Cr (рис. 2);

г) идентичность распределения редких земель в островодужных андезитах и грауваках, прямо свидетельствующая об их вещественном родстве, причем отсутствие в андезитах европейских аномалий указывает

на то, что фракционирование полевого шпата, которое ведет к европиевым аномалиям, должно быть незначимым процессом в образовании островодужных магм (Jakes, Taylor, 1974);

д) близость среднего состава андезит-базальтовых ассоциаций среднему составу выносимых ими включений, среди которых представлены исключительно породы океанического разреза, метаморфизованные не глубже, чем в амфиболитовой фации (Щека, Хотин, 1976).

Наряду с андезит-базальтовыми сериями на островодужном этапе отлагаются мощные пелитовые и кластические флишевые толщи, что в комплексе и представляет тот исходный материал, из которого формируются разнообразнейшие породы континентов.

На раннеорогенном этапе происходит смятие указанных эвгеосинклинальных толщ с механическим перемешиванием вещества, и метаморфизм этого тектонически гомогенизированного субстрата в условиях амфиболитовой фации, имеющий в целом изохимический характер. Латеральная и вертикальная дифференциация в раннеорогенных зонах обусловлена палингенным образованием автохтонных и параавтохтонных плутонов и площадной плагиигранитизацией. Верхняя часть коры обогащается SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb_2O . В низах коры скапливаются амфиболиты и габбро-амфиболиты, концентрирующие MgO , CaO , FeO , SrO , обедненные щелочами и, в частности, Rb . Эта дифференциация приводит к обособлению «гранитного» и «базальтового» слоев, что фиксируется появлением границы Конрада и иногда промежуточного «диоритового» слоя. Мощная палингенная дифференциация, геохимические эффекты которой обсуждались ранее (А. С. Павленко и др., 1974; В. С. Павленко и др., 1975), ведет к вертикальному разделению гранитофильных и базальтофильных элементов, что определяет геохимический стиль коровых и верхнемантийных слоев на всех последующих стадиях развития континента. Ею, в частности, обусловлены генеральные особенности распределения стронциевых изотопов.

На позднеорогенном этапе собственно континентальной стадии дальнейшее сжатие с образованием глубинных пологих надвигов внутри базальтового слоя ведет к увеличению общей мощности коры и развитию метаморфизма гранулитовой фации. Ее верхняя граница здесь фиксируется как раздел Конрада. Габбро-амфиболиты превращаются в двуширокосековые кристаллосланцы, сиалические породы — в кордиерит-шпинелевые и гиперстен-плагноклазовые гнейсы. В низах гранулит-базитового слоя могут появляться даже эклогитоподобные породы (плагноклазовые эклогиты), которые были найдены, например, во включениях калиевых базальтов Хангая (МНР) (Филлиппов и др., 1976). Гранулитовый метаморфизм носит отчетливо аллохимический характер, что будет показано ниже, и в первую очередь сопровождается выносом калия. Это обуславливает повторную калиевую гранитизацию вышележащего гранитного слоя и новое перераспределение главных и редких элементов при щелочном палингенезе (А. С. Павленко и др., 1974).

Неравномерный характер калиевой гранитизации в условиях сжатия, общего и локальных изостатических поднятий приводит к перестройке прежнего структурного плана, формированию новой системы структур: сводовых поднятий с гранитной-щелочногранитоидной формацией и впадин, маркированных верхними континентальными молассами. Подобная картина отвечает представлениям В. В. Эза о внутрикоровой гравитационной конвекции со всплыванием гранитогнейсовых куполов и погружением реститовых базификатов (Эз, 1974, 1975). Этот механизм удачно решает проблемы палингенного массообмена между верхней и нижней корами и наращивания общей мощности корового материала на позднеорогенном, предплатформенном этапе.

В зоне генерального глубинного надвига орогена в соответствии с физико-химической обстановкой выплавляются андезит-дацит-липаритовые,

трахиандезитовые, щелочно-базальтоидные магмы, продукты которых образуют краевые вулканические пояса. Пологое погружение зоны надвига под континент в интервале от низов амфиболитовой до низов гранулитовой фаций отражено сменой пород в вулканических поясах от известково-щелочных и щелочноземельных во внешних частях, до субщелочных и щелочных (вплоть до калиевых базанитов) во внутренних. В интрузивном типе этому ряду соответствует последовательность банатитов и монцитонитов (А. С. Павленко и др., 1974). Локальные эффузивные проявления пестрого состава и разной глубинности в пределах орогена могут быть связаны с субгоризонтальными разрывами в нижних частях конвективных ячеек модели В. В. Эза.

На позднем, платформенном, этапе континентальной стадии продолжается дальнейший относительный подъем границ гранулитовой и эклогитовой фаций. Гранулитизация захватывает гнейсы, преобразуя их в чарнокиты и эндербиты. Одновременно эклогитизация пород более низких горизонтов ведет к дальнейшей базификации пород (отгонка SiO_2 и щелочей) с превращением прежнего базальтового слоя в гранатовые перидотиты, а чарнокитов и эндербитов — в «апосиалитические» эклогиты (Chinner, Cornell, 1974). Образующиеся эклогиты и гранатовые перидотиты отвечают верхней мантии с новой границей Мохоровичича по их кровле, а чарнокиты и эндербиты — базальтовому слою с выходом на поверхность в пределах щитов раздела Конрада. Очень значительные амплитуды вертикальных перемещений разного знака фиксируются, с одной стороны, выходом на поверхность гранулитов и даже эклогитов (Енисейский край. Серенко, 1971), с другой — эклогитизацией пород сиала при глубоких погружениях.

В пределах щитов широко развиты ретроградные гнейсы и своеобразные формации редкометалльных лейкогранитов, концентрирующие наименее подвижные из литофильных элементов (TR, Nb, Ta, Th). Ретроградная гранитизация «сухих» пород щитов дает яркое неоспоримое доказательство потока глубинных флюидов, постулируемых нашей моделью (Летников, 1975).

Распространено мнение, что гранулитовый и эклогитовый метаморфизм — прерогатива глубокого докембрия, хотя давно известны зональные проявления гранулитов и коровых эклогитов в складчатых сооружениях фанерозоя. Серьезнейшие подтверждения того, что прогрессивный гранулитовый и эклогитовый метаморфизм протекал в верхнем докембрии и фанерозое, дают последние данные изотопной геологии, например: чарнокиты — возраст 852 млн. лет и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7128$, Фарсунд, Южная Норвегия (Pedersen, 1975); лерцолитовый нодуль из кайнозойских щелочных базальтов Антарктиды — 610 млн. лет (Stueber, Kraumuddin, 1974); эклогиты о-ва Харейдланд, Юго-Западная Норвегия, имеют возраст 400 млн. лет при возрасте вмещающих гнейсов 1700 млн. лет (Krogh e. a., 1973—1974).

Герцинский метаморфизм предполагается для первично-осадочных пород гранулит-чарнокитовой серии в доколе Центрально-Французского массива (Leyeloup, 1974). Это позволяет нам допускать проявление аллохимического метаморфизма высоких ступеней в глубинных зонах коры в любые периоды тектогенеза и на протяжении фанерозоя. Теоретической основой этого допущения является концепция Д. С. Коржинского о неразрывной причинной связи метаморфизма, метасоматоза и магматизма, вне зависимости от их глубинности, а проявления магматизма гранулитового и эклогитового уровней известны во все эпохи, вплоть до наших дней.

Остановимся несколько подробнее на геохимических эффектах метаморфизма. Трудности этой задачи, связанные с неопределенностью первоначальной стратиграфической и литологической принадлежности пород, общеизвестны. Поэтому наиболее достоверны сравнения крупных объемов

пород разных фаций в пределах единых структурно-формационных зон. Наиболее протяженные разрезы фациальной зональности, включающей 3—4 фации регионального метаморфизма, встречаются в пределах щитов и срединных массивов. На этих объектах геохимические эффекты метаморфизма систематически изучаются К. С. Хейером (Heier, 1973а, б; Green e. a., 1969). Его представления о геохимической эволюции континентов и ее факторах в основных положениях совпадают с нашими. Под континентальной корой он понимает простирающийся до границы Мохо слой континентов со скоростями сейсмических волн 6—7,2 км/с и составляющий около 0,3% общей массы Земли (Holland, Lambert, 1972). Верхняя часть коры сложена породами амфиболитовой фации гранитами, нижняя — гранулитами с общим средним (но не основным) составом, имеющим сейсмические свойства «базальтового слоя».

Главными процессами дифференциации коры, ведущими к обогащению ее верхней части гранитофильными элементами, в том числе U, Th, K, Rb, Ba, Rb, являются прогрессивно-метаморфические реакции, сопровождаемые дегидратацией, и частичное выплавление и подъем гранитных расплавов. Обогащение верхней коры гранитофильными элементами показано К. С. Хейером на примере U, Th, K в соседствующих комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Рассчитанная по этой модели генерация тепла на основе реальных содержаний радиоактивных элементов соответствует наблюдаемому тепловому потоку.

Нами были проанализированы сборы Б. Г. Лутца по Чешскому массиву, Алданскому и Анабарскому щитам на содержание щелочных, щелочноземельных и некоторых других элементов. Вполне определенно проявлена тенденция к дифференциации ряда элементов между породами разных метаморфических фаций с появлением четко дискриминируемых полей их содержаний и отношений.

На Чешском массиве поля пород амфиболитовой-гранулитовой и эклогитовой фаций разорваны интервалами 0,3—1,5% содержаний K и 10—70 $\gamma/\text{г}$ — Rb (рис. 3,а). Внутри эклогитовой фации четко дискриминируются эклогиты, с одной стороны, и лерцолиты, гранатовые и шпинелевые перидотиты — с другой. Первые перекрываются с полем гранатово-перидотитовых включений в кимберлитах, вторые — с полями пород, преимущественно габбро-алливалитовых, офиолитовой ассоциации, что, вероятно, имеет свои генетические причины. Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, образующие на Чешском массиве единое поле, вполне определенно различаются по содержаниям K и Rb в породах этих фаций на Алданском и Анабарском щитах, причем здесь отчетливо выражена тенденция к возрастанию в гранулитах K/Rb отношения, вплоть до очень высоких значений (5000; рис. 3,б).

Примечательно, что алмазносные эклогиты включений наряду с эклогитоподобными породами попадают в поле развития гранулитов. Поля фаций соединяются или перекрываются шлейфами пород промежуточной фациальной принадлежности: ретроградных амфиболитов в случае пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, эклогитоподобных пород и гранатовых гранулитов между полями гранулитовой и эклогитовой фаций.

Таким образом, данные по породам разных метаморфических фаций, выходящим на поверхность, убедительно свидетельствуют о прогрессирующем обеднении пород K и Rb в ряду амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой фаций, причем характер изменения K/Rb отношений позволяет говорить о дифференциальной миграции этих элементов при метаморфизме, именно из гранулитов Rb выносится интенсивнее, чем K, по сравнению с амфиболитами и эклогитами. Данные К. С. Хейера (Heier, Brunfelt, 1970) по метаморфическим породам Лофотена показывают, что способность к отторжению и миграции при прогрессивном метаморфизме еще резче выражена у Cs. Он понижает абсолютные и относительные (к K и Rb) содержания уже на средних ступенях амфиболитовой фации.

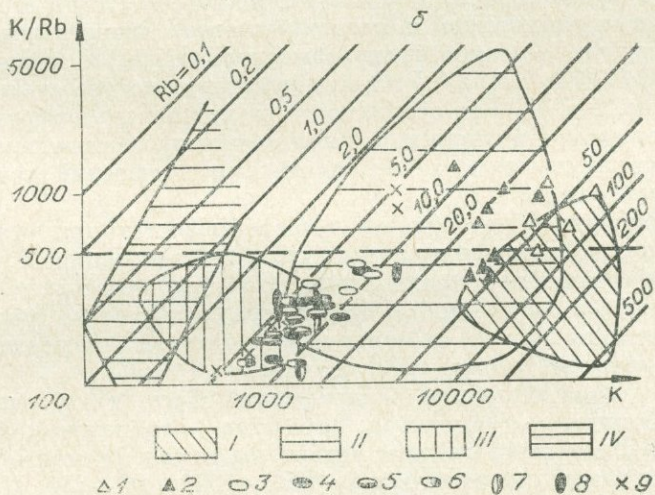
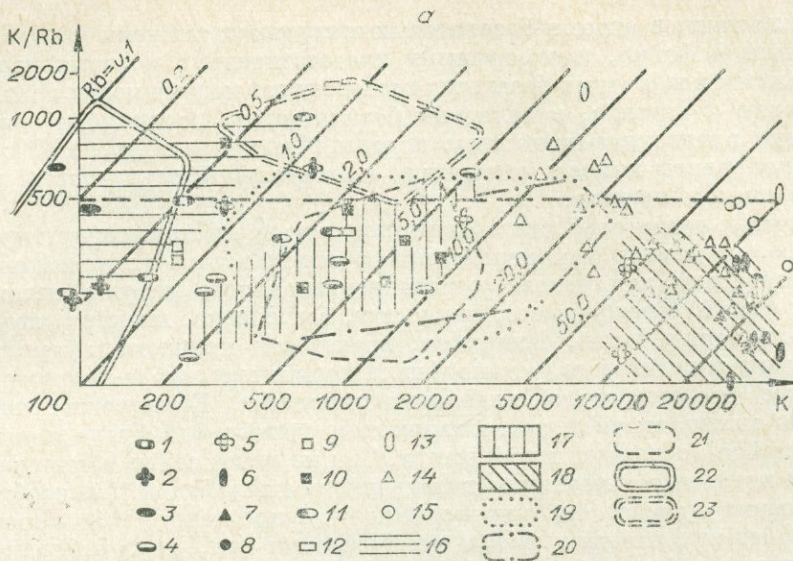


Рис. 3. Диаграммы К — К/Rb для некоторых ассоциаций метаморфических пород в естественных выходах и во включениях в эффузивных аппаратах.

а — штрихованные поля — Чешский кристаллический массив; 1 — ультрамафиты; 2 — шпинелевые перидотиты; 3 — гранатовые перидотиты (поле 16); 4 — аклогиты (поле 17); 5 — гранатовые гранулиты; 6 — гранулиты; 7 — сланцы и гнейсы амфиболитовой фации; 8 — метакриноиды (поле 18). Метаморфические породы Анабарского щита: 12 — ультрабазиты; 13 — гранулиты; 14 — породы амфиболитовой фации; 15 — гранитоиды. Включения в кимберлитовых трубках (из сборов Б. Г. Лутца по разным трубкам): 9 — лерцолиты; 10 — гранатовые перидотиты; 11 — аклогиты. Из сборов В. П. Серенко по трубке «Удачная»: 19 — все включения, в том числе перидотиты и дуниты (левый сектор); 20 — аклогиты; 21 — гранатовые перидотиты. Породы каледонского офиолитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал; 22 — дунит-гарбургитовый и пироксенит-габбро-алливалитовый комплексы; 23 — габбро-амфиболиты и габбро-нориты. б — штрихованные поля: I — породы амфиболитовой фации Алданского и Анабарского щитов; II — там же, породы гранулитовой фации; III — включения в кимберлитах трубки «Обнаженная» (I—III — сборы Б. Г. Лутца); IV — дунит-гарбургитовый комплекс альпийского Севано-Амасийского шва, Армения. Кайнозойские щелочные базальты Центральной Монголии и включения в них (сборы В. В. Кележинская и Л. В. Филиппова): 1 — базальты К-серии; 2 — базальты Na-серии. Включения: 3 — шпинелевые лерцолиты из базальтов К-серии; 4 — то же, из базальтов Na-серии; 5, 6 — вебстериты из базальтов Na-серии; 7, 8 — клинопироксениты из базальтов Na-серии; 9 — мегакристы клинопироксенов.

Значительные трудности встречает трактовка геохимических эффектов в вертикальной последовательности метаморфических фаций, которую можно отстроить «керном» включений в эруптивных аппаратах: андезит-базальтовых, щелочно-базальтовых, кимберлитовых. Наиболее глубин-

ные включения в амфиболит-базальтовых экструзиях сложены породами амфиболитовой фации, типоморфными представителями которых являются троктолиты; в щелочных базальтах господствуют нодулы пород гранулитовой фации и изредка, в калиевых базальтоидах, появляются эклогитоподобные плагиоклаз-гранатовые породы (Филиппов и др., 1976); наконец, кимберлиты выносят включения максимальной глубинности, вплоть до алмазных эклогитов.

Породы включений претерпели сложную, трудно интерпретируемую историю, в связи с чем нельзя прямо использовать их геохимические характеристики для реконструкции вертикального разреза метаморфических фаций. Прежде всего, среди них, безусловно, имеются «петрографические конвергентные». Например, гранатовые перидотиты могут быть продуктом эклогитового метаморфизма пикритов, габбро-алливалитов и реститом от частичного плавления эклогитов. Естественно, что при сходном минеральном и петрохимическом составе они будут иметь различающийся редкоэлементный состав. Тем не менее самые общие валовые оценки показывают различия включений разных фаций. Разнообразные шпинелевые перидотиты, пироксениты и эклогитоподобные породы из кайнозойских щелочных базальтов Монголии (см. рис. 3,б) образуют компактный рой в пределах $0,08 \div 0,15\%$ K и $5,0 \div 15,0$ γ/g Rb, в то время как их петрографические и петрохимические «конвергентные» из кимберлитовых трубок, особенно гранатовые перидотиты и лерцолиты, обедняются K до $0,02\%$ и Rb до $0,5$ γ/g при некотором возрастании K/Rb отношения (см. рис. 3,а, б). Вне зависимости от чисто метаморфогенного либо палингенного происхождения пород включений указанные признаки можно считать геохимическими характеристиками включений гранулитовой и эклогитовой фаций.

Падение миграционной способности и «барофобности» при метаморфизме в ряду щелочных металлов продолжается у Na и особенно Li. Метаморфическая дифференциация проявляется для них менее отчетливо, маскируясь вариациями содержания в породах разного состава (рис. 4,а, б). Тем не менее падение Na и Li от пород амфиболитовой к гранулитовой и эклогитовой фациям достаточно определено.

Очень информативна диаграмма распределения Ba и Sr (см. рис. 2,а, б; 5). Поля амфиболитов — гранулитов, эклогитов — гранатовых пироксенитов и толеитов охватывают сходные интервалы по содержаниям стронция при резко различных содержаниях Ba ($200-2000$, $100-250$, $10-100$ соответственно). Ba/Sr отношения для тех же групп пород имеют значения $30-1,2$; $3-0,5$; $0,25-0,06$. Лерцолиты и гранатовые перидотиты как в выходах на поверхность (Чешский массив), так и в ассоциациях кимберлитовых включений на порядок обеднены Ba, и Sr, что связано с минеральным составом и не имеет генетических причин. Парадоксальным выглядит одинаковый порядок содержания Ba в лерцолитах — гранатовых перидотитах Чешского массива и включений, в гарцбургитах офиолитов и толеитовых базальтах низких метаморфических фаций: $100-10$ γ/g . В этом направлении растет содержание Sr от 2 до 400. Толеиты офиолитовых зон обогащены Ba и Sr относительно пироксенит-габбро-алливалитового комплекса (Полярный Урал, рис. 5,а; Южная Монголия, см. рис. 2,а, б; Севано-Амасийская зона Армении, рис. 5,б). Аналогичны отношения между щелочными базальтами и содержащимися в них включениями (рис. 5,б) преимущественно лерцолитового и верлит-пироксенитового состава.

Описанную картину можно объяснить следующим образом. Метаморфическая дифференциация вполне определено выражена для Ba с отгонкой его при эклогитизации пород. Несколько пониженные содержания Sr и повышенные Ba/Sr отношения в гранулитах Чешского массива по сравнению с породами амфиболитовой фации, возможно, связаны с потерей стронция при шпинелевом переходе. Позиция толеитов указывает,

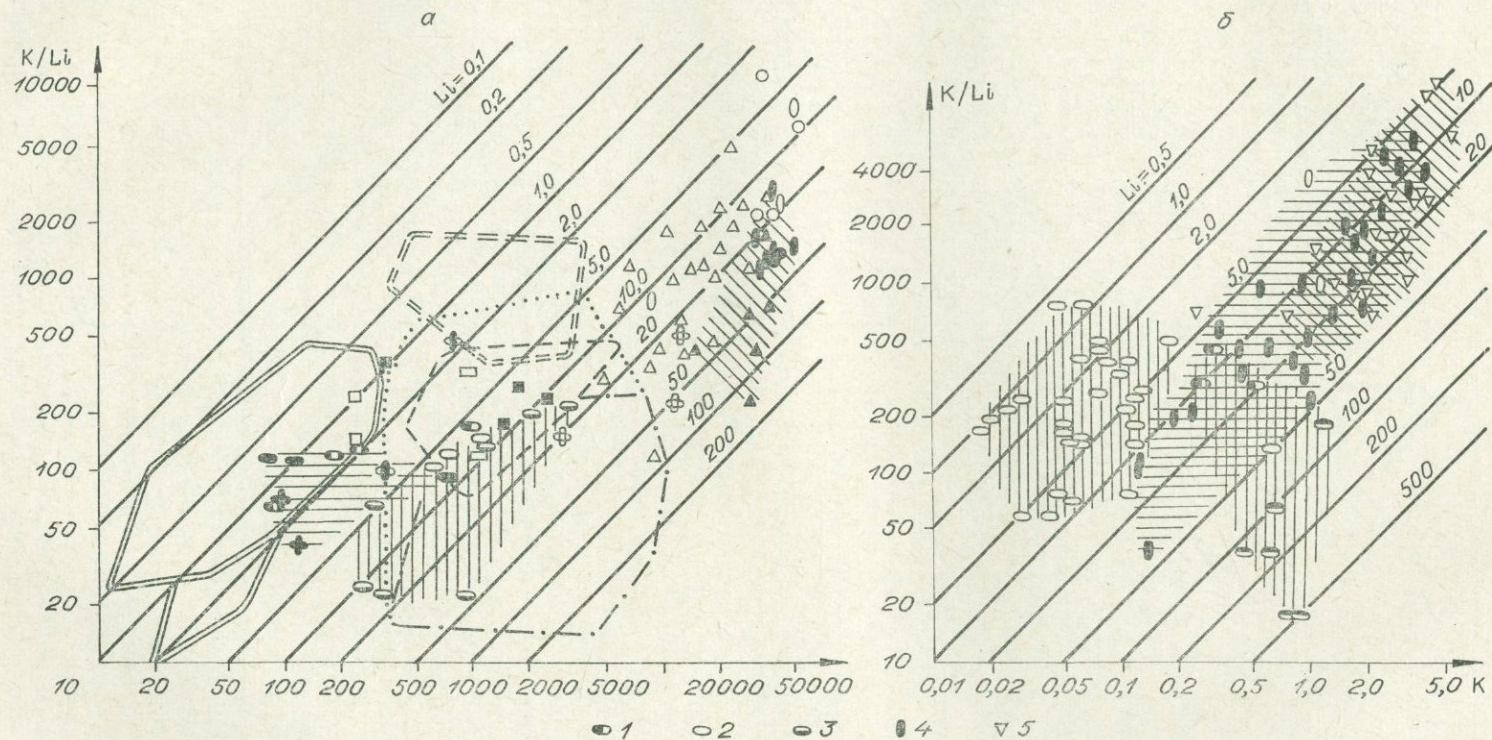


Рис. 4. Диаграммы К — К/Li для некоторых ассоциаций метаморфических пород в естественных выходах и во включениях в эффузивных аппаратах.

а — усл. обозн. см. рис. 3, а; б — штрихованные поля отвечают полям I—III на рис. 3, б; 1 — алмазосные эклогиты; 2 — эклогиты, гранатые перидотиты и их минералы; 3 — эклогитоподобные породы; 4 — породы гранулитовой фации; 5 — породы амфиболитовой фации.

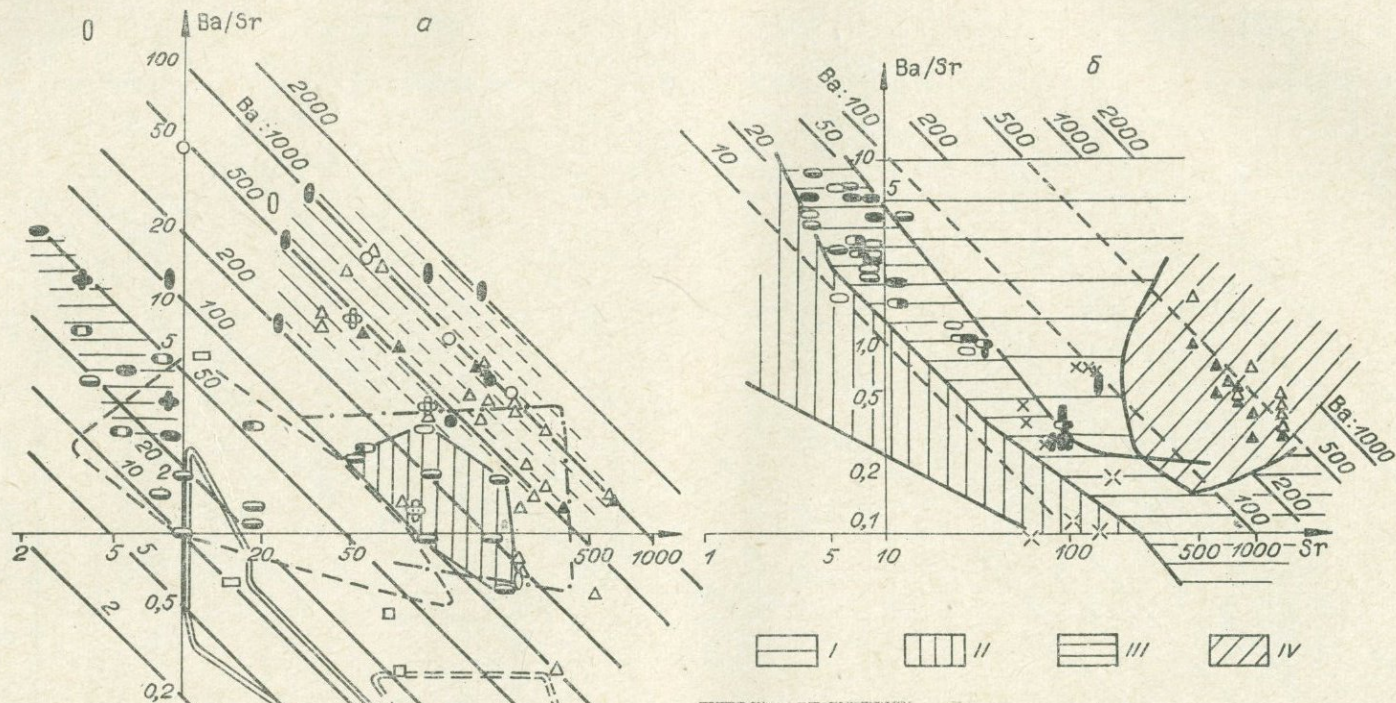


Рис. 5. Диаграммы Sr — Ba/Sr для некоторых ассоциаций метаморфических пород в естественных выходах и включениях в эффузивных аппаратах.

a — усл. обозн. см. рис. 3, *a* (штриховкой в поле 18; выделена область преимущественного развития амфиболовой фации); *b* — усл. обозн. см. рис. 3, *b*. Штрихованные поля: I — включения в

кимберлитах трубки «Облаженная»; II — дунит-гарцбургитовый комплекс офиолитовой ассоциации Севано-Амасийского шва, Армения; III — пироксенит-габбро-алливалитовый комплекс IV — толеит-базальтовый комплекс.

Содержание редких элементов в метаморфических породах Сангилена, γ/g

Порода	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Be
Кордиерит-шпинелевые гранулиты	22,3	1,5	387	11,8	11,2	2,7
Чарнокитизированные гнейсы	17,6	1,6	190		11,0	2,6
Эндербиты	20,0	1,7	255	3,3	8,7	1,4
Гиперстеновые гнейсы . .	14,2	0,7	168	3,5	7,6	1,2
Двупироксеновые гнейсы .	8,0	1,2	105	3,1	7,6	0,7
Мигматиты амфиболито- вой фации по гранулитам .	18,6	0,6	243		11,0	1,8

что они могли выплавиться только из гранатовых перидотитов, но никак не из эклогитов либо менее метаморфизованных пород, поскольку валовые коэффициенты распределения для Ba и Sr при плавлении всегда > 1 (Drake, Weill, 1975). При образовании толеитов в расплав преимущественно мобилизуется Sr, при выплавлении щелочных базальтов в равной мере и Sr, и Ba. Дальнейшая дифференциация толеита на пироксенит-габбро-алливалитовый комплекс сопровождается отгонкой Sr и Ba, и по содержанию этих элементов комплекс оказывается наиболее обедненным во всем рассматриваемом ряду пород.

Нужно отметить, что метаморфическая дифференциация сказывается и на наименее подвижных элементах в сравнительно малоглубинных и молодых породах. Это можно продемонстрировать на примере серии пород низов амфиболитовой — верхов гранулитовой фации Сангилена (Юго-Восточная Тува) (см. таблицу).

Проявлено отчетливое убывание литофильных редких элементов в породах близкой кремнекислотности (около 60% SiO_2) по мере нарастания метаморфизма от кордиерит-шпинелевых гранулитов к двупироксеновым гнейсам. С другой стороны, ретроградная мигматизация амфиболитовой фации вновь ведет к повышению их содержаний, что уже отмечалось для щитов. Таким образом, выявляется очень важная общая закономерность: каждая из фаций регионального метаморфизма, или фаций глубинности, отличается некоторыми определенными уровнями содержаний редких элементов, которые устанавливаются в ходе метаморфических минеральных преобразований пород в колоннах восходящих флюидов. Вследствие этой закономерности расплавы разной глубинности будут отражать геохимический стиль пород соответствующих метаморфических фаций.

Наиболее полный набор глубинных магматических пород проявляется в зонах рифтогенеза и связанных с ним структурах зрелых континентальных областей, с многослойным метаморфическим разрезом. Выделяется два этапа рифтообразования. На первом происходит углубление рифта с последовательным появлением магм, увеличивающаяся глубинность которых подтверждается минеральными реакциями и данными экспериментов. В калиевом ряду это серия калиевых и санидиновых базальтов — лейцитовых базанитов, серия угандит — катунгит — мафурит, серия совит — кимберлит. В гомологичном ряду натровых базальтоидов к наиболее глубинным относятся карбонатитовые ассоциации (Yoder, 1973). Помимо *T* и *P* общего и флюидного режима состав и геохимия магм на уровнях их зарождения находятся в соответствии с составом и фацией глубинности литосферных слоев.

На первом этапе рифтообразования очаги зарождения последовательно опускаются от уровня фации плагиоклазовых перидотитов через шпинелевые и гранат-плагиоклазовые до эклогитов и гранатовых перидотитов гранулит-базитового и верхнемантийного слоев. Это прямо фиксируется

подулями и индекс-минералами, которые, в частности, рассматривались выше. Так, по содержаниям K и Rb щелочные базальты приурочены к «богатому» краю поля гранулитов, а их вероятные реститы-нодулы — к «бедному» (см. рис. 3,б). Аналогичное расположение можно показать для кимберлитов и их подулей относительно поля эклогитов.

На втором зрелом этапе развития рифта происходит его расширение, превращение в структуру океанического типа и за счет возникающей при этом изостатической аномалии — воздымание верхней мантии. Последовательность магматизма на этом этапе в целом выражена: континентальный трапп — океанический толеит. Петрологически они представляют одинаково малоглубинные базальтовые расплавы, с резко различными геохимическими характеристиками. Если первые отличаются литофильным спектром редких элементов, например редких земель (Филпотс, Шнетлицер, 1972), то для вторых, напротив, характерен базальтофильный спектр (см. рис. 2) и замечательно низкие содержания литофилов (см. рис. 3—5). С учетом одинаковой глубинности траппов и толеитов их геохимические различия, очевидно, связаны с различиями исходных субстратов. Матрицей для выплавления траппов были апосиалические эклогиты с их литофильной характеристикой, которые первыми попали в область плавления при раскрытии рифта и подъеме глубинного вещества. Реститами от выплавления траппов-долеритов являются гарцбургиты-лерцолиты, обладающие рядом «реликтовых» литофильных характеристик (например, низкие K/Rb и высокие Ba/Sr отношения), которые образуют в дальнейшем океаническую мантию.

Следующими в область плавления попадают нижележащие гранатовые перидотиты — продукт эклогитового метаморфизма амфиболит-базитового слоя континентов, базальтофильный геохимический стиль которых, в том числе обедненность Rb, был заложен в ходе палингенной дифференциации на ранних стадиях развития. Они и явились матрицей для выплавления низкокальциевых океанических толеитов. Важнейшее подтверждение такой схемы — распределение изотопов стронция. Высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Фор, Пауэлл, 1974) гарцбургитов и дунитов в океанах и офиолитах могут быть только следствием их длительной сиалической истории. В последнее время для таких пород Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) нами были установлены отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,7385. Ранняя и очень полная экстракция Rb из исходных для толеитов пород находит свое отражение в очень низкой дисперсии отношений изотопов Sr в Северной и Южной Атлантике, возраст бортов между которыми различается по меньшей мере на миллиарды лет, разница в величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет всего 0,703 (Исландия) — 0,706 (о-ва Тристан-да-Кунья, Гоф). В тех же пределах колеблются полученные нами отношения в апотолеитовых диабазах, габбро-амфиболитах, габбро-алливалитах, верлитах каледонских офиолитов МНР и Полярного Урала и мезозойских Армении.

Таким образом, геохимические различия и неоднородности современной коры геофизических слоев и верхней мантии обусловлены метаморфической и палингенной дифференциацией вещества, прошедшего поверхностный цикл на самых ранних этапах геологической истории. Фактором тепломассопереноса при метаморфизме и палингенезе любой глубинности являются планетарные потоки флюидов с H и C в качестве обязательных (но не исключительных) компонентов. На всех этапах тектонического развития континентов метаморфический и палингенный массообмен ведет к вертикальному разделению гранитофильных и базальтофильных элементов, что и обуславливает появление и вещественную эволюцию геофизических слоев коры и верхней мантии, содержание которых в зонах, отвечающих последовательным тектоническим этапам (островодужному, раннеорогенному, позднеорогенному, платформенному), различно.

Для метаморфизма, как и для палингенеза, миграционная способность редких элементов не одинакова. Каждая из фаций регионального метаморфизма — фаций глубинности — отличается некоторыми определенными уровнями содержания редких элементов, которые устанавливаются в ходе метаморфических минеральных преобразований пород в колоннах восходящих флюидов. В составе расплавов разной глубинности отражается геохимический стиль пород соответствующих метаморфических фаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975, с. 19—34.
- Леэнова Л. Л.* Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Недра», 1974, с. 51—60.
- Леэнова Л. Л., Кирсанов И. Т.* Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). — «Геохимия», 1974, № 6, с. 875—884.
- Летников Ф. А.* Некоторые проблемы эволюции вещества в земной коре при высоких температурах и давлениях. — В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975, с. 43—52.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных трапшов (Сибирская платформа). М., «Наука», 1973. 198 с.
- Павленко В. С., Павленко А. С., Б. Лувсанданзан.* Минералогия и петрохимия палингенного гранитообразования. — «Геохимия», 1975, № 4, с. 529—546.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М., «Наука», 1974. 223 с.
- Павленко А. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Вещественное преобразование океанической коры в континентальную. В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Тез. докл. М., 1975, с. 21—28.
- Павленко А. С.* Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования. — В кн.: Труды МГК. XXV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. М., «Наука», 1976.
- Серенко В. П.* Чарнокитовые породы Канского метаморфического комплекса (Енисейский кряж). — В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Материалы к конф. молодых ученых и аспирантов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 68—70.
- Тейлор С.* Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. Под ред. Л. Арэнса. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
- Филиппов Л. В., Липовский Ю. О., Капитонова Т. А.* Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. — «Геохимия», 1976, № 4, с. 475—489.
- Филпотс Дж., Шнетцлер С.* Генезис континентальных диабазов и океанических толентов в свете данных по распространенности редких земель и бария и величин коэффициентов распределения. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 40—47.
- Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974. 214 с.
- Щека С. А., Хотин М. Ю.* Петрология включений в андезитах и базальтах четвертичных вулканов Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., «Наука», 1976.
- Эз В. В.* Тектоническая обстановка регионального метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Тез. докл. Всесоюз. симпозиума. Л., 1974, с. 94—95.
- Эз В. В.* Формирование структуры глубинных частей континентальной коры. — «Вестник АН СССР», 1975, № 8, с. 40—48.
- Drake M. J., Weill D. F.* Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1975, . 39, N 5, p. 689—712.
- Chinner G. A., Cornell D. H.* Evidence of kimberlite—grospsydite reaction. — «Contrib. Mineral. Petrol.», 1974, v. 45, N 2, p. 153—160.
- Church S. E.* Trace element abundances in ocean sediments and altered basalts — their implications for andesite genesis. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 1972, v. 53, 546 (abstract).
- DeLong S. E.* Distribution of Rb, Sr and Ni in igneous rocks, central and western Aleutian Islands, Alaska. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1974, v. 38, N 2, p. 245—266.

Green T. H., Brunfelt A. O., Heier K. S. Rare earth element distribution in anorthosites and associated high grade metamorphic rocks, Lofoten—Vesteraalen, Norway.— «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1969, v. 7, N 1, p. 93—98.

Heier K. S., Brunfelt A. O. Concentration of Cs in high grade metamorphic rocks.— «Earth and Planet Sci. Lett.», 1970, v. 9, N 5, p. 416—420.

Heier K. S. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin.— «Trans. Roy. Soc. London», 1973a, A273, p. 429—442.

Heier K. S. A model for the composition of the deep continental crust.— «Fortschrit. Mineral.», 1973b, Bd 50, S. 174—187.

Holland J. G., Lambert R. St. J. Major element chemical composition of shields and the continental crust.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, N 6, p. 673—683.

Jakes P. Geochemistry of continental growth.— In: Implication of Continental Drift to the Earth Sciences (ed. D. H. Tarling and S. R. Runcorns). V. 2. Acad. Press, 1973, p. 991—1001.

Jakes P., Taylor S. R. Excess europium content in Precambrian sedimentary rocks and continental evolution.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1974, v. 38, N 5, p. 739—745.

Jakes P., Gill J. B. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.— «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1970, v. 9, N 1, p. 17.

Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1971, v. 83, N 1, p. 29—39.

Kolbe P., Taylor S. R. Geochemical investigation of the granitic rocks of the snowy Mountains area, New South Wales.— «J. Geol. Soc. Austral.», 1966, v. 13, p. 1.

Krogh T. E., Mysen B. O., Davis G. L. A paleo-eric age for the primary minerals of a Norwegian eclogite.— «Carnegie Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab.», 1973—1974. Washington, D. C., p. 575—576.

Leyerloup A. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions méogènes de France: nature de la croûte inférieure. I. Lithologie et structurologie d'ensemble du complexe granulito—charnockitique sous—jacent au Massif Central français d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1974, v. 46, N 1, p. 17—27.

Pedersen S., Falkum T. Rb—Sr isochrons for the granitic plutons around Farsund, Southern Norway.— «Chem. Geol.», 1975, v. 15, N 2, p. 97—101.

Siegers A., Pichler H., Zeil W. Trace element abundances in the «Andesite» formation of Northern Chile.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, v. 33, N 7, p. 882—887.

Stueber A. M., Ikramuddin M. Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1974, v. 38, N 2, p. 207—216.

Yoder H. S. Akermanite — CO₂: relationship of melilitebearing rocks to kimberlite.— «Carnegie Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab.», 1972—1973. Washington, D. C., p. 449—457.

Yoder H. S. Melilite stability and paragenesis.— «Fortschrit. Mineral.», 1973, Bd 50, S. 140—173.

Э. И. ПОПОЛИТОВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Наиболее мощные современные геологические процессы, связанные с взаимодействием континентальных и океанических блоков земного шара, приурочены к островным дугам.

Ведущую роль в формировании земной коры в этих районах играют вулканические процессы. В настоящее время, особенно в связи с появлением концепции новой глобальной тектоники, резко усилился интерес к проблемам, связанным с особенностями глубинного строения переходных зон, характером тектонических процессов на границе континент — океан, а также с условиями формирования вулканических серий пород. Для решения этих вопросов большое значение имеет непосредственное изучение

вещества земной коры и верхней мантии. В данной статье рассматриваются геохимические особенности продуктов вулканизма и заключенных в них ксенолитов с целью получения информации о вещественном составе недр и происходящих там процессах.

В районах развития островных дуг четко выделяются три крупные структурные единицы: континентальный блок, океанический блок и расположенная между ними сейсмофокальная зона, или зона Бенъоффа, которая от глубоководного желоба наклонно погружается под континент и прослеживается до глубины 700 км.

В обобщенном виде по геофизическим данным мантия континентального блока характеризуется пониженными скоростями прохождения продольных волн ($V_p = 7,5-7,8$ км/с на глубинах до 80—100 км), пониженной плотностью вещества и повышенными значениями теплового потока.

Для океанического блока мантии скорости прохождения продольных волн на глубинах 60—80 км нормальные или повышенные, а ниже, до уровня 150—200 км, отмечается зона волновода ($V_p = 7,8-7,9$ км/с). Плотность и тепловой поток океанической мантии в среднем близки к таковым континентальной.

Для фокальной зоны скоростные характеристики противоречивы. Большинство исследователей рассматривает эту зону как область с повышенными скоростями продольных волн, хотя есть и противоположные мнения. Детальные исследования, выполненные для Восточной Камчатки (Кузин, 1974), показали, что соотношения скоростей фокальной зоны, океанического и континентального блоков мантии имеют сложный характер, но на глубине свыше 60 км зона Бенъоффа выступает как область повышенных скоростей, несколько повышенной плотности и пониженного теплового потока. Согласно некоторым расчетам, температура в фокальной зоне до глубины 400—500 км может быть ниже, чем в окружающей мантии, на 200—500°C (Toksöz *et al.*, 1971).

На основе краткого обзора геофизических данных сделаем следующие предварительные выводы, имеющие значение для последующего обсуждения.

Мантийное вещество континентального блока более легкое и, видимо, более кислое по сравнению с веществом океанического блока и фокальной зоны. В частности, под Курило-Камчатской островной дугой на основе корреляции различных сейсмологических параметров установлено, что верхняя мантия состоит из ряда чередующихся слоев (Тараканов, Левый, 1967). Области астеносферы выделяются на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км.

Повышенные скорости прохождения продольных волн, высокая плотность и пониженные температуры в зоне Бенъоффа свидетельствуют в первом приближении о малой вероятности интенсивных процессов плавления в этой области.

Приведенные выше данные о глубинном строении островодужных областей в значительной степени косвенные. Более определенные сведения по этому вопросу можно получить при изучении выходов фундамента и глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами.

Сейчас появляется все больше фактов, свидетельствующих о том, что основание островных дуг сложено меланократовым комплексом пород, представленных разнообразным сочетанием габброидов, базальтов, амфиболитов, перидотитов. В структурном отношении такие комплексы обычно приурочены к горстам, основаниям шарьяжных пластин или часто бывают вовлечены в состав серпентинитового мелажа.

Породы меланократового фундамента изучались нами в районе п-ова Камчатский Мыс. В основании разреза вскрываются оливин-пироксеновые габброиды с многочисленными линзами серпентинизированных дунитов и перидотитов. Мощность этой части разреза 300—500 м. Вверх по разрезу эти породы сменяются разнозернистыми диаллаговыми габбро, иногда

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,12	42,7	40,09	43,23	44,38	47,32	47,85	47,91
TiO ₂	0,02	0,13	0,1	0,16	0,26	1,19	0,47	0,18
Al ₂ O ₃	Не обн.	25,4	10,63	15,73	20,83	15,88	13,65	20,01
Fe _{общ}	8,72	4,63	9,03	7,16	5,54	9,8	7,43	4,62
MnO	0,12	0,07	0,12	0,1	0,1	0,15	0,13	0,08
MgO	45,64	9,49	23,68	17,32	12,13	8,81	10,38	9,11
CaO	1,52	12,32	8,03	10,86	10,97	13,15	14,39	13,25
Na ₂ O	0,04	2,02	0,39	0,8	1,65	1,76	2,06	2,06
K ₂ O	0,004	0,024	0,085	0,043	0,1	0,12	0,032	0,043
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	0,02	0,02	0,02	0,11	Не обн.	Не обн.
П. п. II	1,69	3,46	7,85	4,68	4,02	1,25	3,43	3,17
K	40	240	85	430	1000	1200	320	430
Rb	0,3	0,3	0,5	0,8	1,3	1,2	0,3	0,4
Li	7,0	0,3	8,2	0,4	3,0	0,4	1,5	1,0
Ba	5	10	5	9,6	17	10	11	9
Sr	7,7	130	21	40	140	160	63	170
Ni	2000	80	950	280	150	185	45	60
Co	85	18	93	39	64	39	5	9

Примечание. 1—14 — породы Камчатского Мыса: 1 — перидотит, 2 — плагиоклазовое габбро, 6 — диабаз, 7, 8 — диаллаговое габбро, 9 — пегматоидное габбро, 10 — шпир пегматиты с Центрального Индоокеанского хребта (Фишер, Энгель,

пегматоидного облика с обособлениями меланократовых оливиновых габбро. Мощность 4000—5000 м. Выше диаллаговых габбро располагаются массивные и шаровые лавы оливиновых базальтов с горизонтами мелкообломочных брекчий и терригенно-кремнистых пород. В нижней части этой толщи содержатся разлинзованные тела габброизированных перидотитов и амфиболовых габбро. Мощность метаэффузивов 800—1000 м.

Габброиды и метабазальты пронизаны большим количеством пластовых тел, даек и силлов диабазов. Весь комплекс пород фундамента несогласно перекрывается глубоководными вулканогенно-кремнистыми образованиями позднего (?) мела.

Похожие разрезы описаны в поясе Папуа (Davies, 1969) и других местах Тихоокеанского кольца. В частности, на о-ве Еуа (дуга Тонга) описаны доверхнеоценовые породы, которые сходны во многих отношениях с вулканическими и мафическими породами офиолитовых комплексов (Ewart, Bryan, 1972). То же самое можно сказать и о разрезе массива Пиндос в Греции (Montigni e. a., 1973).

По составу породы меланократового фундамента Камчатского Мыса и некоторых других районов в целом идентичны породам офиолитовых поясов (табл. 1). Последние, как известно, большинством исследователей рассматриваются сейчас как представители океанической коры геологического прошлого. Принимая эту точку зрения, фундамент островных дуг можно рассматривать или как приподнятое доостроводужное океаническое дно или, в согласии с новой глобальной тектоникой, как часть древних литосферных плит, погруженных под континент вдоль зон Бенюффа.

Сказанное выше в значительной степени подтверждается при изучении ксенолитов, выносимых на поверхность при вулканических извержениях. Различают ксенолиты трех типов: образования, известные среди вмещающих пород, ксенолиты типа гомогенных (родственных) включений и глубинные, которые в коренном залегании не известны. Остановимся на характеристике последней группы включений.

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
49,39	48,89	45,33	47,69	46,75	46,83	44,15	38,29	50,45	50,50	51,39	49,56
0,36	0,4	1,19	0,95	0,96	1,39	0,03	0,01	0,3	0,48	1,10	0,97
14,94	14,63	16,88	17,05	16,62	18,59	3,59	2,74	18,03	15,18	16,33	17,60
6,92	7,42	10,59	8,55	8,63	10,22	6,83	8,90	5,95	7,59	8,03	8,07
0,11	0,12	0,13	0,11	0,15	0,15	0,10	0,06	0,11	0,09	0,19	0,15
10,48	10,89	7,08	7,6	7,84	6,17	34,84	35,32	8,11	9,44	7,93	8,65
13,86	13,52	13,93	6,84	11,29	10,84	5,50	3,75	11,6	13,60	11,44	11,68
1,7	1,67	2,13	4,42	3,63	2,89	0,19	0,2	2,95	2,24	2,76	2,68
0,04	0,03	0,1	0,44	0,07	0,096	0,02	0,02	0,07	0,1	0,18	0,14
0,03	0,03	0,09	0,1	0,1	0,11	обн.	обн.	0,01	0,04	0,1	0,14
2,30	2,28	2,6	6,42	4,40	2,68	3,53	11,46	2,14	0,91	0,29	0,15
400	300	1000	4400	700	960	—	—	—	—	—	—
0,3	0,5	0,8	4,0	0,7	1,0	—	—	—	—	—	—
1,0	0,6	0,6	7,4	4,8	3,2	—	—	—	—	—	—
11	5	12	18	10	18	3	2	10	12	29	20
83	10	150	138	42	220	72	260	120	130	130	240
160	105	80	112	—	45	3500	3300	100	210	130	130
40	32	41	40	—	10	90	99	30	34	27	26

ый перидотит, 3 — габброизированный перидотит, 4 — оливниное габбро, 5 — пироксен-оливи-
матовидного габбро, 11 — диабаз, 12—14 — шаровые лавы базальтов; 15—20 — породы, драгиро-
1970): 15,16 — лерцолиты, 17, 18 — габбро, 19, 20 — базальты.

Изучение глубинных ксенолитов в районе Курило-Камчатской дуги показало, что они распределены довольно однообразно и практически независимо от строения земной коры региона (Федорченко, Родионова, 1975). Среди включений самую многочисленную группу составляют породы с «габбровым» парагенезисом породообразующих минералов (основной плагиоклаз + магнезиальный оливин + моноклинный пироксен). Нередки находки и ультраосновных пород типа пироксенитов, плагиоклазовых перидотитов, альпинотипных гипербазитов. Довольно часто ксенолиты метаморфизованы и превращены в пироксен-плагиоклазовые гранулиты, амфиболиты, роговики и др.

Полученные нами результаты о составе наиболее типичных представителей глубинных ксенолитов в вулканических постройках Камчатки (табл. 2) свидетельствуют о том, что многие включения в петрогеохимическом отношении имеют немало общего с породами фундамента (см. табл. 1). Этот факт позволяет сделать следующий вывод: даже под островными дугами с хорошо развитой сиалической континентальной корой (Камчатка) присутствует кора океанического типа.

Подчеркнем, что среди ксенолитов полностью отсутствуют образования типа шпинелевых перидотитов, эклогитов, гранатовых перидотитов, столь характерных для платформенных областей. Как известно (Green, 1972), среди мантийных пород по мере увеличения глубины обычно отмечается такая последовательность ассоциаций: 1) плагиоклазовые перидотиты и амфиболиты, состоящие из оливина, плагиоклаза, пироксена, амфибола; 2) шпинелевые перидотиты (оливин + глиноземистый пироксен + шпинель); 3) гранатовые перидотиты (оливин + пироксен + магнезиальный гранат). Парагенезис породообразующих минералов из включений в лавах островных дуг свидетельствует об их принадлежности к первой ассоциации пород и, следовательно, о формировании в условиях сравнительно низких давлений и высоких температур. Это дает основание говорить о том, что генерация магматических расплавов под островными

Петрогеохимическая характеристика включений вулканов Камчатки

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	41,31	40,76	39,9	43,38	44,29	40,33				42,49	41,80	43,51	39,50	38,16
TiO ₂	1,09	1,66	1,25	0,44	0,98	1,45				0,13	0,08	0,07	0,62	1,40
Al ₂ O ₃	17,84	15,40	21,35	11,06	15,40	20,02				1,26	0,9	0,9	15,60	6,24
Fe _{общ}	12,39	15,40	14,13	13,93	11,74	12,25				12,86	9,45	7,87	18,82	24,80
MnO	0,20	0,29	0,15	0,28	0,32	0,21				0,20	0,13	0,16	0,3	0,21
MgO	10,53	9,68	6,90	15,15	11,40	8,66				37,85	46,22	45,76	3,83	12,47
CaO	13,90	14,80	14,08	13,12	13,07	14,83				3,65	0,49	He обн.	20,33	16,13
Na ₂ O	1,35	1,03	1,4	1,31	1,80	1,7				0,27	0,16	0,2	0,47	0,4
K ₂ O	0,1	0,06	0,13	0,12	0,06	0,09				0,03	0,05	0,06	0,028	0,06
P ₂ O ₅	0,03	0,015	0,42	0,02	0,02	He обн.				He обн.	He обн.	0,01	0,2	0,06
П. п. п.	0,75	0,63	0,26	0,79	0,10	0,46				1,17	0,88	0,68	0,68	0,13
K	1000	600	1300	1200	600	900	500	210	600	300	500	600	280	600
Rb	0,9	1,1	1,3	1,6	0,7	1,2	0,9	0,3	0,8	0,4	0,7	0,7	0,3	1
Li	0,9	1,4	1,5	3,4	1,4	3,3	4,0	He обн.	2,3	1,6	1,7	2,1	2,4	5,4
Ba	41	34	55	40	55	52	59	31	28	45	7	5	32	34
Sr	280	200	430	130	280	250	48	32	30	21	24	19	230	85
Ni	100	42	7	240	89	65	260	960	170	2100	1650	2350	102	650
Co	31	41	43	1000	39	52	98	110	32	98	84	110	32	98

Примечание. 1—9 — включения из вулкана Авача; 10—14 — включения из вулкана Шивелуч. 1—6 — габбро-амфиболиты; 7—9 — перидотиты; 10—12 — перидотиты; 13—14 — пироксениты.

Геохимическая характеристика базальтов островных дуг

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,7(48)	51,92(131)	51,0(38)	52,0	52,0	53,74	52,1(9)
Na	1,9(98)	2,37(209)	2,55(47)	1,79	2,14	1,76	1,76(9)
K	0,35(98)	0,89(211)	1,7(50)	0,37	0,89	2,14	0,36(9)
Rb	4,3(45)	15,5(104)	40,7(12)	5,0	10	75	—
Li	5,7(45)	12,9(104)	11,7(12)	—	—	—	—
Ba	193(17)	601(93)	770(9)	75	115	1000	185(5)
Sr	354(18)	356(95)	401(11)	200	330	700	—
Ni	21,2(12)	56,5(75)	41(6)	30	25	20	—
Co	29,6(14)	41,5(75)	26,5(6)	—	—	—	30(5)
Cr	—	104(71)	74(6)	50	40	30	43,4
F	338(28)	412(40)	457(7)	—	—	—	—
Be	0,46(28)	0,53(40)	1,05(6)	—	—	—	—

Примечание. 1 — низкокальциевые базальты Камчатки; 2 — известково-щелочные базальты Камчатки; 3 — субщелочные базальты Камчатки; 4 — среднее по низкальциевым базальтам островных дуг (Jakes, White, 1971); 5 — среднее по известково-щелочным базальтам островных дуг (Jakes, White, 1971); 6 — среднее по шшонитам островных дуг (Jakes, White, 1971); 7 — низкокальциевые базальты Хоккайдо (Katsui e. a., 1974). В скобках — количество проанализированных проб.

дугами проиходит в самых верхних частях мантии. Геофизические данные подтверждают такое заключение. Под Ключевской группой вулканов на Камчатке очаг зафиксирован на глубинах 50—60 км (Горшков, 1956), а под Авачинской группой зона магмообразования отмечается на глубинах 20—80 км (Федотов, Фарберов, 1966).

Таким образом, изучение вещественного состава ксенолитов подтверждает вывод о разуплотнении мантии и отсутствии четкой границы раздела Мохо под островными дугами.

Рассмотрим некоторые другие характерные особенности вулканизма островных дуг. Наиболее важная из них заключается в том, что состав вулканических продуктов находится в зависимости от их положения по отношению к глубоководному желобу и, видимо, прямо коррелируется с глубиной сейсмофокальной зоны (Hatherton, Dickinson, 1969).

Во фронтальных частях дуг широко распространены толеитовые разности, которые далее сменяются щелочноземельными, а в тыловых участках появляются нередко и щелочные члены типа шшонитов. Это, конечно, идеализированная модель, но близкие ситуации описаны сейчас для ряда островных дуг Тихоокеанского пояса (Hatherton, Dickinson, 1969; Gill, 1970; Katsui e. a., 1974).

Согласно данным по редкоэлементному составу вулканитов некоторых островных дуг, толеитовые разности характеризуются пониженными содержаниями ряда литофильных редких элементов и щелочей, особенно калия, наибольшими K/Rb и Sr/Ba отношениями и т. д. (табл. 3). В щелочноземельных разностях и далее в шшонитах концентрации этих элементов постепенно возрастают.

Возникает вопрос о причинах подобных закономерностей. Корреляция состава вулканитов с глубиной зоны Беньоффа привела ряд исследователей к заключению о генерации магм непосредственно в самой зоне путем плавления вещества литосферных плит при их погружении под континент. Различия в составе вулканических продуктов связываются при этом с разной глубиной и степенью частичного плавления, причем появление собственно щелочноземельных разностей обусловлено плав-

лением эклогитов, которые образуются из базальтов при возрастании давления.

Против подобных представлений можно привести следующие возражения.

1. В процессах селективного плавления вещества первые жидкости должны быть наиболее легкоплавкими, обогащенными щелочами и редкими элементами по отношению к исходному субстрату. Поэтому зональность магматических продуктов вкрест простирания островных дуг должна быть обратной по сравнению с реально наблюдаемой.

2. Океанические толеитовые базальты имеют обычно очень низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения. Поэтому производимые из них жидкости должны также иметь низкие значения. Однако в целом вулканические породы островных дуг характеризуются большим разбросом и более высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений.

3. В вулканических породах щелочноземельной серии по сравнению с толеитовой, как правило, среди суммы редких земель заметно возрастает роль легких лантаноидов. Этот факт трудно интерпретировать, если допускать образование щелочноземельных серий при плавлении эклогитов, так как при появлении граната относительные содержания тяжелых лантаноидов должны увеличиваться.

4. При переходе базальта в эклогит разрушаются такие минералы, как плагиоклаз и амфибол — основные носители Sr и Ba. Поэтому в эклогитовых ассоциациях содержания этих элементов должны уменьшаться. Однако, как известно, в щелочноземельных сериях концентрации Sr и особенно Ba значительно возрастают. Это заставляет искать какие-то иные пути, учитывая, однако, достаточно надежно установленный факт о связи глубины сейсмофокальной зоны с составом вулканических продуктов. В частности, предложена модель, по которой расплавы вытекают из мантийного материала, расположенного над зоной Бенъоффа. При погружении литосферных плит в связи с меняющимися $P-T$ -условиями отмечается ряд превращений вещества вследствие дегидратации, фазовых переходов, частичного плавления и т. д. В результате этих процессов может происходить разуплотнение вещества мантии над фокальной зоной, уменьшение ее вязкости и возникновение гравитационной неустойчивости, что должно приводить к всплыванию крупных диапировых блоков с различных глубин. Подъем их к поверхности и последующее более интенсивное плавление могут обуславливать появление крупных магматических очагов.

Хотя эта гипотеза объясняет многие факты, трудно принять ее окончательно, главным образом потому, что, как указывалось выше, в составе ксенолитов полностью отсутствуют образования типа шпинелевых и гранатовых перидотитов и эклогитов. Невозможно предположить, чтобы при диапировом подъеме с глубин, где ассоциации со шпинелью и гранатом устойчивы, до места, где происходит интенсивное плавление, все реакции фазовых переходов были бы полностью завершены. Значительная разуплотненность мантийного вещества под островными дугами тоже свидетельствует о малой вероятности всплывания крупных блоков более глубоко расположенных пород. Поэтому механизм формирования расплавов под островными дугами нам представляется в несколько ином плане.

При погружении литосферных плит до глубины 60—80 км на первой стадии начинается дегидратация амфиболов с выделением воды. В этих условиях значительно снижаются температуры плавления и в вышележащей мантии могут возникать крупные магматические очаги, при излиянии которых формируются породы толеитовой серии. Относительно большая степень частичного плавления, ограниченное взаимодействие флюидной фазы с окружающими мантийными породами приводят к тому, что формирующиеся расплавы характеризуются низкими содержаниями литофильных редких элементов.

Дальнейшие фазовые превращения (например, переход базальтов в эглогиты, разрушение других водосодержащих минералов и т. д.) также способствуют освобождению легкоплавких флюидных фракций, которые реагируют с окружающей мантией, приводя к ее разуплотнению. Однако этот процесс недостаточен, чтобы вызвать диапировый подъем мантийного вещества, поскольку легкоподвижная флюидная фаза может самостоятельно подниматься по ослабленным зонам, что ограничивает процесс частичного плавления.

На значительных глубинах флюиды характеризуются резко восстановительным и, следовательно, кислотным характером (Маракушев, Перчук, 1972). Поэтому при взаимодействии с окружающими мантийными породами из них в первую очередь будут извлекаться щелочи и сильные основания (Лутц, 1975), вследствие чего во флюидах по мере их продвижения возрастают концентрации K, Rb, Ba, легких лантаноидов и т. д., а также происходит сдвиг в отношениях в пользу элементов с более основными свойствами. Эти процессы протекают тем интенсивнее, чем больше глубина зарождения флюидной фазы. Поэтому предложенный механизм удовлетворительно объясняет корреляцию состава вулканических пород с глубиной фокальной зоны и в то же время не вступает в противоречие с другими фактами, отмеченными выше.

По мере продвижения ювенильных растворов вверх потенциал кислоты возрастает. Многие реакции окисления сопровождаются выделением большого количества тепла с одновременным увеличением давления воды. Эти обстоятельства, вероятно, способствуют образованию магматических очагов при P — T -условиях, отвечающих устойчивости плаггиоклазового перидотита.

При рассмотрении вопросов, связанных с формированием пород островных дуг, особое место занимают проблемы происхождения кислых членов серий, в первую очередь андезитов.

В связи с появлением новых данных, гипотезы о формировании кислых расплавов в результате плавления пород коры или при контаминации базальтовыми магмами сиалического материала все больше теряют своих сторонников по следующим причинам.

1. Андезиты и более кислые породы распространены в островных дугах с различным типом строения коры — от субокеанического до континентального, но их петрохимический состав не зависит от мощности и типа строения земной коры, что отчетливо было показано Г. С. Горшковым на примере Курило-Камчатской дуги (Горшков, 1969).

2. Зависимость состава базальтов от положения по отношению к глубоководному желобу сохраняется и для ассоциирующихся с ними более кислых разностей, т. е. в сериях пород различной кремнекислотности проявляется, как правило, петрогеохимическая унаследованность (Katsui e. a., 1974; Gill, 1970, Bryan e. a., 1973).

3. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение, величина которого обычно наиболее показательна для суждения об источниках магм, в кислых породах островных дуг редко превышает значения 0,7050—0,7060 и в большинстве случаев сохраняется постоянной во всей серии, начиная от базальтов и кончая риолитами (Dickinson, 1970; Church, Tilton, 1973).

Эти данные позволяют с уверенностью говорить о том, что генерация кислых разностей происходит ниже уровня земной коры. Экспериментальные исследования, проведенные в последнее время, показывают, что при высоких давлениях (> 10 кбар) получение кислых жидкостей при плавлении мантийного вещества невозможно вследствие наличия термального барьера (Nichols, Ringwood, 1974; Ишбулатов, 1975). Однако этот барьер преодолевается при удалении из твердых пород или расплавов некоторого количества щелочей (Ишбулатов, 1975).

Учитывая эти результаты и приведенные выше генетические построения, механизм формирования кислых жидкостей можно представить себе

следующим образом. Состав расплавов в зоне магнообразования будет определяться характером ювенильных растворов, поступающих снизу. В первую очередь он будет зависеть от режима кислорода. При низком потенциале P_{O_2} кислотный характер флюидов будет сохраняться. В этих условиях они могут выносить из системы часть щелочей, что будет способствовать преодолению термального барьера и появлению кремнеземистых жидкостей.

Если процессы окисления идут достаточно интенсивно, кислотный характер флюидов должен постепенно сменяться на щелочной. Такие флюиды способны уже растворять и выносить кислотные компоненты и главным образом кремнезем. Поэтому при плавлении исходного вещества в эти периоды будут генерироваться базальтовые магмы.

По всей вероятности, этот механизм имеет частный характер. В более общем случае возникновение кислых расплавов возможно путем прямого плавления субстрата, поскольку поле устойчивости плагиоклазового перидотита примерно сопоставимо с давлениями, при которых термальный барьер преодолевается.

ВЫВОДЫ

1. Геофизические данные, а также изучение глубинных ксенолитов свидетельствуют о том, что магматические очаги под островными дугами образуются в самых верхних частях мантии в P — T -условиях, отвечающих устойчивости плагиоклазового перидотита.

2. Петрогеохимический состав вулканических продуктов определяется в основном составом флюидов, возникающих на различных глубинах в результате фазовых переходов при опускании литосферных плит.

3. Кислые расплавы, как и основные, формируются при плавлении мантийного вещества, но в несколько иных P — T -условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана — «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Горшков Г. С. Происхождение андезитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 139—140.
- Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования пород щелочноземельной серии при давлениях 25—45 кбар. Автореф. канд. дис. М., 1975.
- Кузин И. Т. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., «Наука», 1974. 132 с.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Первый Междунар. геохимический конгр. Т. 3, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 3—14.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975. 139 с.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 43—48. (Труды Второго Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 3).
- Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта. — «Геохимия», 1970, № 6, с. 664—677.
- Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic islands of Tonga. — «J. Geophys. Res.», 1973, v. 77, № 8, p. 1566—1585.
- Church S. E., Tilton G. R. Lean and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1973, v. 84, № 2, p. 431—454.

Davies H. J. Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua.— In: An overthrust plate of oceanic mantle and crust. Thesis, Stanford Univ., 1969, p. 1—88.

Dickinson W. R. Andesites and arc-trench tectonic.— «Rev. of Geophys. and Space Physics», 1970, v. 8, № 4.

Ewart A., Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1972, v. 83, № 11, p. 3281—3298.

Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1970, v. 27, № 3, p. 179.

Green D. H. Magmatic activity as the major process in chemical evolution of the earth's crust and mantle.— «Tectonophysics», 1972, v. 13, N 1, p. 1—4.

Jakes P. J., White A. J. R. Composition of island arcs and continental growth.— «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 12, N 2, p. 224—230.

Hatherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs.— «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 22, p. 5301—5310.

Katsui Y., Oba Y., Ando S., Kishimura S., Masuda Y., Kuragawa H., Fujimoki H. Petrochemistry of the quaternary volcanic rock of Hokkaido, North Japan. A preprint presented at the Japanese-Soviet Seminar on Geodynamic Project, 1974.

Montigny R., Bougault H., Bottinga Y., Allegre C. J. Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1973, v. 37, N 9, p. 2135—2147.

Nicholls I. A., Ringwood A. E. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the islands—arc environment.— «J. of Geology», 1973, v. 81, N 3, p. 285—300.

Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R. Temperature field and geophysical effects of downgoing slab.— «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 5, p. 1113—1138.

М. И. КУЗЬМИН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ПРОЯВЛЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

Известково-щелочные серии магматических пород и наиболее типичные их представители, андезиты, пользуются широким распространением в системах островных дуг. С. Тейлор с коллегами (Taylor e. a., 1969) провел детальные геохимические исследования андезитов островных дуг и показал, что они характеризуются четкими геохимическими параметрами, отличающими их от других типов пород. Островодужный магматизм, несомненно, связан с глубинными сейсмофокальными зонами Заварицкого — Беньоффа, которые имеют крутые углы падения под континент. Сама сейсмофокальная зона по характеру добротности пород четко ограничена с двух сторон от прилегающего к ней вещества мантии, имеющего меньшую добротность, а очаги землетрясений распространены только внутри сейсмофокальной зоны. Геодинамическая интерпретация островодужной обстановки с позиций тектоники плит указывает, что обстановки такого типа возникают в связи с погружением (субдукцией) океанической плиты обычно вблизи континентальных окраин, в глубь мантии.

Палеотектонические реконструкции по Центрально-Азиатскому складчатому поясу и Тихоокеанскому кольцу (Зоненшайн и др., 1973, 1976) свидетельствуют, что известково-щелочные серии магматических пород могут проявляться и в пределах континентов, а именно, если судить по современным структурам, на активных континентальных окраинах типа современных Анд или запада США (Каскадные горы). В этих структурах в отличие от островодужных формируется большая гамма

магматических пород и наряду с известково-щелочными сериями широко распространены редкометалльные граниты и их эффузивные аналоги, а также разнообразный комплекс кислых и основных щелочных пород. Этим обстановкам не свойственны окраинные моря, являющиеся обязательным элементом структур островных дуг, а зоны Заварицкого — Беньоффа, с которыми связан известково-щелочной магматизм, имеют малые углы падения и фиксируются только одной плоскостью, ограничивающей дальнейшую глубину распространения землетрясений в глубь мантии, в некоторых случаях эти зоны чешуйчатого строения (Зоненшайн и др., 1976). Существенная особенность глубинного строения зон проявления известково-щелочного магматизма — большая мощность земной коры, которая в Андах достигает 60—70 км (James, 1971), а в Каскадных горах — порядка 40 км (Leeman, 1970).

Судя по палеотектоническим реконструкциям, сходная с современными Андами обстановка существовала в пределах Охотско-Чукотского пояса в поздне меловое время, а магматизм Монголо-Охотского пояса хорошо сопоставим с магматизмом запада США, в связи с чем этот тип обстановок был назван Монголо-Охотским (Зоненшайн и др., 1976). На примере современных Анд можно заключить, что появление обстановок Андийского типа обусловлено надвиганием континентальной плиты на океаническую. Монголо-Охотский тип обстановок возникает при надвигании континентальной плиты на всю систему срединно-океанических (спрединговых) хребтов.

Так, например, Северо-Американский континент перекрыл в настоящее время Восточно-Тихоокеанское поднятие (Atwater, 1970), а в до меловое время Азия, очевидно, надвигалась на древний спрединговый хребет Тихого океана, который, по данным многих исследователей, простирался примерно вдоль современных Гавайского и Императорского хребтов и по древним магнитным аномалиям прослеживался вплоть до южного окончания Камчатки (Хесс, 1974; Uyeda, Miyashiro, 1974). Известково-щелочной магматизм возникает в этих структурах в строго определенных зонах, примыкающих обычно к глубоко заходящим от океана в континент рифтогенным структурам типа Калифорнийского залива. Так, на западе США он проявляется только в Каскадных горах, а в верхнеюрское — нижнемеловое время в пределах Монголо-Охотского пояса известково-щелочные серии пород формировались в пределах Станового хребта.

В отличие от островодужных известково-щелочных серий породы, сформированные в пределах активных континентальных окраин, будем в дальнейшем называть континентальными известково-щелочными сериями. Как островодужные, так и континентальные известково-щелочные серии пород формируются в связи с зонами Заварицкого — Беньоффа, т. е. формирование родоначальных магм происходит в условиях сжатия. Формирование континентальных серий сопровождается резким увеличением мощности земной коры, что может указывать на более интенсивное скупивание сиалических масс в пределах активных континентальных окраин по сравнению с обстановками островных дуг. Рассмотрим особенности состава континентальных известково-щелочных серий на примере четырех эталонных объектов: четвертичных вулканитов Анд и Каскадных гор, верхнемеловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса и верхнеюрско-мелового магматизма Станового хребта.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Анды. Четвертичные известково-щелочные серии вулканитов широко распространены в пределах Андийского вулканического пояса, формирование которого совпадает со временем формирования современного

Состав некоторых пород известково-щелочных серий (окислы — вес.%, элементы — γ/г)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,7	58,7	56,1		57,2	59,2	66,0
TiO ₂	0,8	1,0	1,0		0,9	0,7	0,5
Al ₂ O ₃	16,8	16,6	16,9		16,8	17,2	15,8
Fe ₂ O ₃	1,6	3,0	4,4		3,0		1,7
						6,1	
FeO	4,7	3,6	3,7		4,0		2,2
MgO	5,8	3,6	3,1		4,2	3,4	1,7
CaO	7,9	6,2	6,0		6,7	7,0	3,7
Na ₂ O	3,6	3,7	3,8	3,9	3,8	3,7	4,1
K ₂ O	1,1	2,2	2,0	3,2	2,1	1,6	3,4
Rb	32	77	55	59	56	31	71
Li	40		11	19	23	10	17
Ba	647	653	630	1730	643	270	1460
Sr	553	713	530	524	600	385	563
Co	23	22	15	22	20	24	10
Cr	100	93	107	117	100	56	50
Ni	47	44	24	46	38	18	20
V	138	135	119	94	131	175	66
Cu		44	36		40	54	13
Pb	10		8		9	6,7	18
K/Rb	282	234	309	457	322	419	392
Rb/Sr	0,06	0,11	0,10	0,11	0,09	0,08	0,13
Ni/Co	2,0	2,0	1,6	2,1	1,9	0,75	2,0
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7031— 0,7045	0,7051— 0,7071					

Примечание. 1 — четвертичные вулканы Каскадных гор (Nochalds, Allen, 1954; Smith, Carmichael, 1968; Peterman e. a., 1970; Church, Tilton, 1973); 2 — четвертичная андезитовая формация Анд (Siegiers e. a., 1969; Pichler, Zeitl, 1972); 3 — верхнемеловые вулканы Охотско-Чукотского пояса (Минц, 1972; Филатова, Дворянкин, 1974; Захаров, 1975 г., устное сообщение); 4 — верхнеюрские — нижнемеловые вулканы Станового хребта; 5 — среднее по континентальным андезитам; 6 — среднее по островодужным андезитам (Taylor e. a., 1969); 7 — верхнеюрские гранитоиды удской серии Станового хребта.

рельефа Анд и связано с новым этапом тектонической активности (Rutland e. a., 1965). Породы известково-щелочной серии слагают так называемую андезитовую формацию, наиболее распространенную в пределах Южных Анд. Особенности состава пород андезитовой формации и закономерности распределения в них редких элементов рассматриваются в ряде работ немецких геологов (Siegiers e. a., 1969; Pichler, Zeitl, 1972). Состав вулканитов изменяется от андезитов или трахиандезитов до дацитов и риодацитов с преобладанием андезитовых разностей. В единичных случаях отмечаются кварцсодержащие базальты. Минеральный состав вулканитов однообразен. Фенокристы представлены плагиоклазом (№ 32—70), гиперстеном, авгитом, роговой обманкой, в кислых разностях отмечается биотит, а в основных — оливин. В некоторых образцах есть ксенолиты вмещающих пород кристаллического фундамента, а также зерна ксеногенного кварца.

В таблице (графа 2) приведен средний состав вулканитов андезитовой формации Анд, рассчитанный по результатам анализа 24 проб андезитов

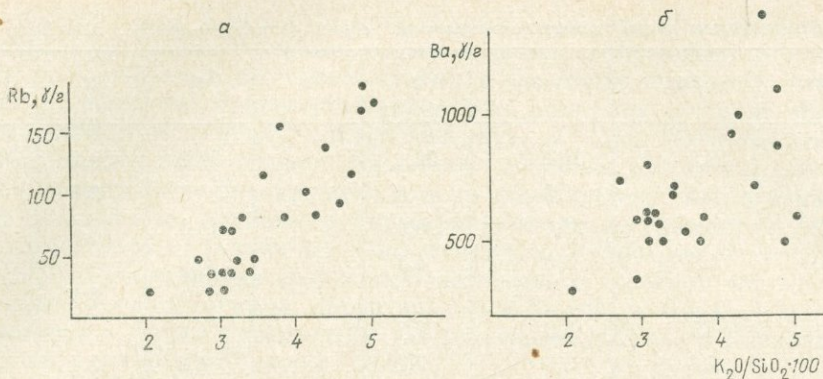


Рис. 1. Диаграмма зависимости содержаний Rb (а) и Ba (б) от величины отношения $K_2O/SiO_2 \cdot 100$ в породах андезитовой формации Анд.

из работы А. Сегерса и др. (Siegers e. a., 1969). При расчете предполагалось, что количество анализов по каждой разновидности пород пропорционально распространенности данного типа пород. Средний состав четвертичных вулканитов Анд близок к островодужному андезиту С. Тейлора (1972), отличаясь от него большим содержанием калия и литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr). На эту особенность андийских андезитов по сравнению с островодужными впервые указали П. Якиш и А. Уайт (Jakes, White, 1972). Кроме того, в андийских вулканитах по сравнению с островодужным андезитом более высокие содержания тугоплавких элементов группы железа, хрома и никеля при близких значениях концентраций кобальта и ванадия. Увеличение кремнекислотности пород не вызывает изменения в них концентраций элементов группы железа, в то время как концентрации литофильных элементов увеличиваются. Особенно наглядно видно увеличение концентраций рубидия и бария в вулканитах с ростом величины отношения K_2O/SiO_2 (рис. 1, а, б).

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяется в вулканитах андезитовой формации от 0,7051 до 0,7071 (Pichler, Zeil, 1972). Это отношение несколько выше, чем в породах чисто мантийного генезиса, но ниже, чем в коровых образованиях (Фор, Пауэлл, 1974). В то же время эти значения очень близки к величинам изотопных соотношений стронция, свойственным мезозойским гранитоидам Калифорнийского батолита (Shaw e. a., 1971) или Берегового батолита Канады (Culbert, 1972), для которых доказывается генерация родоначальных магм на границе кора — мантия. Если допустить, согласно данным В. Дикинсона и Т. Хазертон (Dichinson, Hatherton, 1967), что K_2O/SiO_2 в какой-то мере отражает глубину формирования магмы, то можно заметить, что с увеличением глубины зарождения расплавов намечается тенденция к увеличению величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 2).

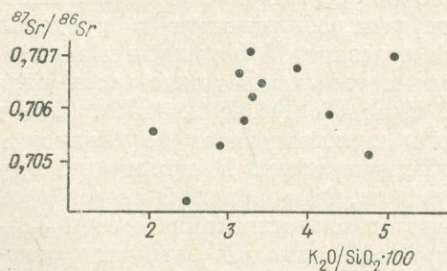


Рис. 2. Диаграмма зависимости величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от величины отношения $K_2O/SiO_2 \cdot 100$ в породах андезитовой формации Анд.

Каскадные горы. Начиная с эоцена территория запада США была ареной проявления известково-щелочного магматизма, но уже в позднем миоцене на большей части площади провинции Бассейнов и Хребтов начали формироваться бимодальные серии вулканитов, а известково-щелочной вулканизм сохранился вплоть до настоящего времени только в Каскадных горах. Излияния большинства вулканов этого региона

представлены пироксеновыми андезитами, но в отдельных случаях отмечаются базальтовые, дацитовые и риодацитовые разности пород. Во всех породах преобладает стекловатая основная масса над вкрапленниками, количество которых колеблется в интервале 3—10% и редко повышается до 20—25% (Smith, Carmichael, 1968). Среди вкрапленников в вулканитах Каскадных гор отмечаются оливин, пироксен (ромбический и моноклинный), плагиоклаз, обычно № 50—70, в некоторых случаях № 30—40, в небольшом количестве образцов — роговая обманка и кварц.

Средний состав и концентрации редких элементов в вулканитах Каскадных гор с использованием данных разных авторов приведены в графе 1 (см. таблицу); для вывода средних использовалось порядка 20 проб для петрогенных элементов и 20—50 проб для редких элементов. По сравнению с островодужными андезитами вулканиты Каскадных гор содержат в среднем даже несколько меньшие количества SiO_2 , K_2O , но в то же время по уровню содержаний редких элементов (исключая рубидий) они близки к четвертичным андезитоидам Анд. Следует подчеркнуть, что содержания литофильных редких элементов, а также калия в различных вулканических центрах испытывают значительные колебания. При этом отмечается закономерное увеличение концентрации калия и уменьшение K/Rb отношения по направлению с запада на восток (Smith, Carmichael, 1968). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рассматриваемых породах низкие и колеблются от 0,7031 до 0,7045. Эти значения такие же, как в породах явно мантийного генезиса (Фор, Пауэлл, 1974).

Охотско-Чукотский вулканический пояс. На Азиатском континенте в мел-палеогеновое время формировался Охотско-Чукотский вулканический пояс. Это новообразовавшаяся структура резко несогласна с более древними образованиями, среди которых отмечаются как складчатые комплексы мезозоя, так и докембрийские жесткие массивы (Белый и др., 1966). Палеотектонические реконструкции, выполненные для мезозоя востока Азии, показали, что вулканиты Охотско-Чукотского пояса сформировались в обстановке андийского типа (Зоненшайн и др., 1973, 1976). Можно выделить два этапа формирования магматических образований Охотско-Чукотского пояса: апт-альбский и позднемеловой. В настоящее время появились работы, в которых приводятся представительные данные по составу и геохимическим особенностям вулканитов позднемелового возраста (Минц, 1972; Филатова, Дворянкин, 1974); кроме того, М. Н. Захаровым нам любезно были предоставлены геохимические данные по эвенской серии вулканитов. На основании всех этих данных был рассчитан средний состав верхнемеловых эффузивных образований Охотско-Чукотского пояса (графа 3, см. таблицу). Среди вулканитов этого возраста преобладают андезитовые разности. В породах отмечаются вкрапленники пироксена, обычно моноклинного, роговой обманки, плагиоклаза; в некоторых разностях появляются оливин, биотит и кварц.

По химическому составу вулканиты Охотско-Чукотского пояса очень близки к четвертичным андезитам Анд, при этом редкоэлементный состав в этих породах также одинаковый. Единственное отличие, пожалуй, более низкие содержания никеля в эффузивах Охотско-Чукотского пояса. С вулканическими сериями в Охотско-Чукотском поясе ассоциируют гранитоидные комплексы, которые, по мнению многих исследователей, комагматичны с одновозрастными эффузивами. В частности, интрузивные породы Джугджурского комплекса по содержанию многих редких элементов, а особенно щелочей, полностью идентичны андезитоидам верхнемелового возраста (Минц, 1972).

Становой хребет. Породы известково-щелочных серий верхнеюрско-нижнемелового возраста в пределах Становика представлены как интрузивными, так и эффузивными разностями. Здесь типичны широко развитые гранитоиды так называемой удской серии, образующие крупные плутоны, приуроченные к разрывным нарушениям и характеризующиеся

интрузивными контактами с вмещающими докембрийскими толщами. Как отмечалось нами ранее (Кузьмин, Антонов, 1975), эти массивы сложены главным образом биотит-роговообманковыми гранодиоритами, имеющими близкие содержания калия и натрия, низкие по сравнению с кларком для гранитов концентрации Li и Rb, и повышенные — Ba и Sr. По уровню содержаний многих редких элементов эти гранитоиды очень близки к андезитам, особенно континентальным (графа 7, см. таблицу).

В пределах Становика отмечаются также верхнеюрские—нижнемеловые вулканогенные прогибы. Полевые исследования 1975 г. показали определенную взаимосвязь удских гранитоидов и одновозрастных с ними вулканитов. Эта связь фиксируется появлением вблизи развития полей вулканитов порфиридных разновидностей гранитоидов, а также близостью петрографического состава гранитоидов, вулканитов и пород субвулканических тел. Все это позволяет говорить о наличии в пределах Становика единой вулcano-плутонической ассоциации магматических пород. Нами исследовались выходы верхнеюрских эффузивов к северу от пос. Тындинский в верхнем течении р. Инарогды. Все они представлены породами, изменяющимися по составу от андезито-базальтов до дацитов. В разрезе преобладают вулканические образования, в то время как туфы, туфопесчаники и вулканические брекчии встречаются только в низах разреза. Андезитоиды представлены порфиридными породами с гиалопилитовой или микролитовой основной массой и вкрапленниками главным образом опациitizedированной роговой обманки, плагиоклаза № 30—60, в меньшем количестве округлых, как бы оплавленных зерен пироксена, а в более кислых разновидностях отмечаются вкрапленники кварца.

Концентрации элементов в вулканических породах Становика на основании данных по Инарогдинскому разрезу близки к содержаниям этих элементов в гранитоидах удской серии, а соответственно и к континентальным андезитам.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОРОД ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Как видно из таблицы, вулканиты, развитые в пределах активных континентальных окраин, имеющие разный возраст и образованные в разных регионах, близки по химическому составу и уровню содержаний многих редких элементов. Поэтому на основании данных по рассмотренным регионам был выведен средний состав «континентальных андезитов» (графа 5, см. таблицу). В целом континентальный андезит по составу близок к островодужному (графа 6), но отличается от него высоким содержанием калия при несколько более низкой концентрации SiO_2 и более высокой — MgO . Они характеризуются повышенными содержаниями литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr), а также Cr и Ni, а величина Ni/Co отношения в них в два раза и более выше, чем в островодужных андезитах. Изотопные соотношения стронция в андезитах в одних регионах (Каскадные горы) идентичны андезитам островных дуг, в других имеют повышенные значения, близкие к мезозойским гранитоидам Северной Америки, родоначальные расплавы для которых формировались на границе кора — верхняя мантия.

Близкий химический состав континентальных и островодужных андезитов может указывать на сходство их генезиса. Независимость проявления андезитового вулканизма от состава фундамента, безусловно, заставляет отдать предпочтение гипотезе глубинного мантийного генезиса андезитовидных магм. При этом как островодужные, так и континентальные серии известково-щелочных пород проявляются в геодинамических условиях сжатия, в непосредственной связи с глубинными сейсмофокальными зонами Заварицкого — Беньюффа (Зоненшайн и др., 1976). Все это застав-

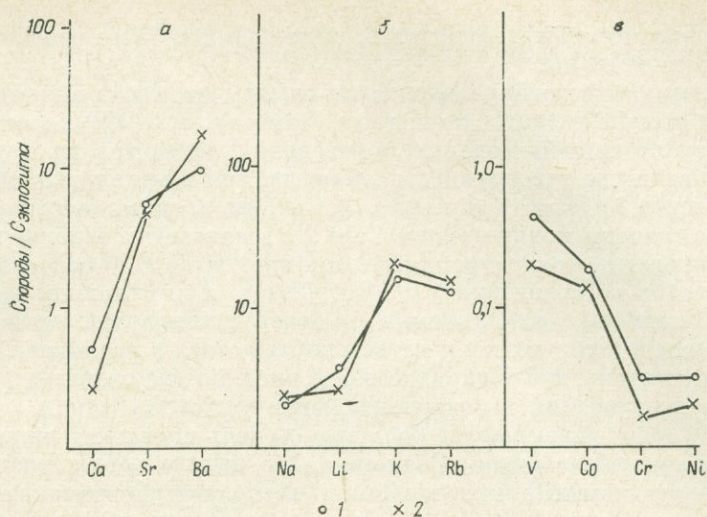


Рис. 3. Нормированные по отношению к эклогиту распределения щелочноземельных (а), щелочных (б) и сидерофильных (в) элементов в породах известково-щелочных серий.

1 — «континентальные андезиты»; 2 — верхнеюрские гранитоиды Станового хребта.

ляет нас присоединиться к той точке зрения о генезисе магм известково-щелочных серий пород, которая предусматривает двухстадийное плавление мантийного субстрата: 1 — выплавление толеитовых базальтов при частичном плавлении пиrolита мантии, 2 — переход базальтов в кварцевый эклогит и при его частичном плавлении формирования известково-щелочных магм. Эта гипотеза была выдвинута на основании экспериментальных данных Д. Грином и А. Рингвудом (1968) и поддерживается в настоящее время многими исследователями (Taylor *et al.*, 1969; Voettcher, 1973). Очевидно, особенности состава континентальных андезитов будут определяться как составом эклогитового материала в пределах континентальных окраин, так и особенностями его плавления.

Были составлены графики (рис. 3), показывающие степень обогащенности или обедненности континентальных андезитов определенными элементами по отношению к эклогиту. Средний состав эклогитов, развитых в пределах участков земли с континентальной корой, был взят из работы Г. Б. Лутца (1975). Порядок расположения элементов на диаграммах (рис. 3, а, б) обусловлен порядком увеличения (слева направо) щелочно-основных свойств элементов, а на рис. 3, в — степенью тугоплавкости элементов. Степень обогащенности континентальных андезитов такими литофильными элементами, как Ba, Sr, K, Rb, трудно объяснить извлечением этих элементов только из эклогита, как, впрочем, и из любого другого вещества мантии. Маловероятны и гипотезы контаминации этих элементов из континентальной коры, так как на концентрации других элементов и даже на изотопные соотношения стронция такая контаминация не влияет и с вовлечением в плавление каких-то пород, обогащенных литофильными элементами. В последнем случае трудно объяснить стабильность состава андезитов различных районов, а также закономерное увеличение концентрации литофильных элементов с глубиной формирования магм или с ростом величины K_2O/SiO_2 отношения (см. рис. 1). На наш взгляд, при выплавлении известково-щелочных магм, как и других магм мантийного генезиса, большую роль должны играть первичные мантийные потоки, обогащенные, по гипотезе мантийного выщелачивания (Лутц, 1975), некогерентными элементами мантийных пород. Эта гипотеза хорошо объясняет резкое обогащение пород мантийного генезиса, как, в част-

ности, и континентальных андезитов, элементами с более основными или щелочными свойствами.

Характер распределения элементов группы железа в андезитах, как это отмечал еще С. Тейлор с коллегами (Taylor e. a., 1969) хорошо согласуется с двухстадийной моделью образования андезитов из мантийного вещества. Чем выше тугоплавкость элемента, тем в меньших количествах он отмечается в андезитах (см. рис. 3, в). При этом такое существенное уменьшение степени концентрации Sr и Ni в андезитах обусловлено значительно большими концентрациями этих элементов в пироксенах и гранатах эклогитов по сравнению с V, Co. Отсюда при неполном плавлении эклогитов элементы, фиксируемые в более тугоплавких минеральных фазах, должны в меньших количествах наблюдаться в расплавах. В то же время надо отметить, что несколько более высокие (по сравнению с остро-водужными) содержания в континентальных андезитах таких элементов, как Sr и Ni, могут указывать на большую степень плавления эклогитового вещества при их образовании. Возможно, что этим же объясняются более высокие концентрации в них магния и несколько пониженные — SiO₂. Повышенная мощность коры на активных континентальных окраинах в моменты формирования известково-щелочного магматизма, возможно, вызывает увеличение давления при образовании магм, что, в свою очередь, может сказываться на степени плавления вещества.

На рис. 3 нанесены также данные по гранитам Станового хребта. Как видно из диаграмм, соотношения элементов в гранитоидах по отношению к эклогиту такие же, как и для континентальных андезитов. Учитывая близкий состав таких гранитоидов с андезитами, что особенно касается их редкоэлементного состава (Кузьмин, Антонов, 1975), а также близкие изотопные соотношения, что видно из сравнения мезозойских гранитоидов Калифорнии и Канады с андийскими вулканитами, следует признать и общность генезиса всех членов известково-щелочных серий. Конечно, в образовании некоторых из них большее значение могут иметь процессы контаминации или ассимиляции первичными магмами вещества континентальной коры, на что могут указывать, например, часто повышенные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Возможно, какие-то члены серий могут иметь и чисто коровое происхождение. Однако, на наш взгляд, процессы выплавления магм из вещества верхней мантии имеют решающее значение в образовании пород известково-щелочных серий, образовавшихся на активных континентальных окраинах.

ЛИТЕРАТУРА

Белый Ф. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 282—286.

Грин Д., Рингвуд А. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—131.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1973, № 9, с. 3—23.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.

Кузьмин М. И., Антонов А. Ю. Новые данные по геохимии мезозойских гранитоидов Станового хребта.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 16—20.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с.

Мишч М. В. Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульинского наложного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Автореф. канд. дис. М., 1972. 23 с.

Филатова Н. И., Дворянкин А. И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 11, с. 51—68.

- Фор Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974, 213 с.
- Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 9—25.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of Western North America.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, p. 3513—3536.
- Boettcher A. L. Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites.— «Tectonophysics», 1973, v. 17, N 3, p. 223—240.
- Church S. E., Tilton G. R. Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains bearing on andesite genesis.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 2, p. 431—454.
- Culbert R. R. Abnormalities in the distribution of K, Rb and Sr in the Coast Mountains batholith, British Columbia.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, N 10, p. 1091—1100.
- Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— «Science», 1967, v. 157, N 3790, p. 801—803.
- James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 12, p. 3325—3346.
- Jakes P., White A. J. R. Major and trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 1, p. 29—40.
- Leeman W. P. The isotopic composition of strontium in late-cenozoic basalts from the Basin-Ranger province, western United States.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 34, N 8, p. 857—872.
- Nockolds S. R., Allen R. The geochemistry of some igneous series.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1953, v. 4, N 3, p. 105—142.
- Peterman Z. E., Carmichael G. S. E., Smith A. L. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of quaternary lavas of the Cascade Range, Northern California.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 1, p. 311—318.
- Pichler H., Zeil W. The cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes.— «Bull. volcanologique», 1972, v. 35, N 2, p. 424—452.
- Rutland R. W. R., Guest R. L., Grasty R. L. Isotopic ages and Andean uplift.— «Nature», 1965, v. 208, N 5011, p. 677—678.
- Siegers A., Pichler H., Zeil W. Trace elements abundance in the «Andesite» formation of Northern Chile.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, v. 33, N 7, p. 882—887.
- Shaw H. R., Kistler R. W., Evernden J. E. Sierra Nevada plutonic cycle Part. 1. Origin of composite granitic batholiths.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 4, p. 853—868.
- Smith A. L., Carmichael I. S. E. Quaternary lavas from the southern Cascades, western USA.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1968, v. 19, N 3, p. 212—238.
- Taylor S. R., Kaye M., White A. J. R., Duncan A. R., Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and V content andesites.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, v. 33, N 2, p. 275—286.
- Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands. A synthesis.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 7, p. 1159—1170.

О. М. ГЛАЗУНОВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГИПЕРБАЗИТОВ

Представление о геохимических типах пород было высказано Л. В. Таусоном (1973) применительно к гранитоидам. Позднее предложена геохимическая систематика гипербазитов и габброидов (Глазунов, 1976).

Выделение геохимических типов гипербазитов, так же как и других пород, обосновывается необходимостью иметь для исследования такую классификацию, в которой бы по возможности полнее отражались типичные химические параметры родоначального субстрата. В основе выделения геохимических типов лежит представление о мантийном источнике изначального расплава. Геохимический тип гипербазитов объединяется общностью химизма, одинаковым устойчивым набором и уровнем концентраций петрогенных и примесных элементов. При выделении геохимических типов важно не только учитывать особенности химизма пород и минералов, но и ориентироваться на наиболее консервативные парагенезисы, сохранившие мотивы «кристаллохимической памяти» из глубинных условий формирования. Ранжирование геохимических типов уклады-

Геохимический тип	Подтип	Эталонная петрографическая ассоциация	Предполагаемый состав родоначального мантийного субстрата
Магнезиальный	Mg-1 хромистый (Cr), Mg-2 хромисто-платиновый (Cr-Pt) Mg-3 золото-ртутный (Au-Hg)	Дунит-гарцбургитовая	Шпинель-перцолитовый
Железистый	Fe-1 палладий-никелистый (Pd-Ni), Fe-2 хром-титанистый (Cr-Ti), Fe-3 углеродистый, предположительно алмазопосный	Перцолито-гранат-перидотитовая	Пироп-шпинель-перидотитовый
Железисто-магнезиальный	Mg-Fe-1 углеродистый (C) (с алмазом), Mg-Fe-2 титан-хромистый (Ti-Cr)		Пироп-перидотитовый
Железисто-титанисто-редкометалльный	1) железо-титан-ванадиевый (Fe-Ti-V), 2) титан-циркониево-ниобиевый (Ti-Zr-Nb), 3) титан-плагининовый (Ti-Pt)	Шпинель-пироксенитовая Габбро-пироксенитовая	Шпинель-пироксенит-перидотитовый
Магнезиально-никелистый	Никелевый (Ni)	Габбро-перидотитовая Дунит-троктолитовая	Шпинель-плагноклаз-верлитовый

Примечание. Hd — хромит, Di — диопсид, Ol — оливин, Ilm — ильменит, TiMgt — /содержание в метеорите).

* Присутствие двухвалентного хрома в монокристаллах оливина из гранатовых перидотитов (ЭПР). Аналитик М. Я. Щербакова.

ваются в рамки отдельных природных совокупностей, имеющих устойчивое распространение, но само понятие не может отождествляться с понятием рудной формации даже в первоначальном его толковании (Кузнецов, 1967).

Из всего сказанного не следует, конечно, что предлагаемая типизация является окончательной и исключает или полностью подменяет все известные подразделения. Напротив, ее следует считать самой общей и далеко не полной, тем более, что пока трудно найти соотношение между геохимическим типом гипербазитов «чистой линии» и ультраосновных пород из других «смешанных» габбро-гипербазитовых ассоциаций. Имеются также некоторые трудности выделения геохимических типов среди габбро-бронзов.

В качестве примера приведем характеристики геохимических подразделений гипербазитов перидотитового ряда из складчатых зон и из

Наиболее характерные признаки глубинного («мантийного») происхождения	Место и режим дифференциации. Условия изначального плавления субстрата	$P_{\text{кбар}}$ при 1000°C, по Соболеву (1972)	Влияние коровых факторов
$\delta^{13}\text{C}$ желваков графита в перидотите равно — 0,94% (близки к карбонатам и алмазу). Габбро обеднено K (0,3%) и Rb (0,002%), Sr (60—200·10 ⁻⁴ %)	Формирование расплава в мантии Внедрение пластичного диапира. Возможно последующее плавление с выделением габбро при снятии давления по пути движения	15—20	1. Возрастание хромитовосности в массивах, тяготеющих к кратону 2. Появление псевдостратификации и рост гетерогенности состава 3. Не ясно
K_p , Cr и Ti в силикатах > 0,1. Повышенное содержание Cr (0,07%) в сульфидах и Ti, Cr в OI	Массивы, залегающие в гнейсах архея и раннего протерозоя Слабая дифференциация на месте генерации	20—30	Не выяснено
Низкие Al ₂ O ₃ (до 3%) в Hd, близкое к содержанию в метеоритах	Начало плавления при снижении T°C вследствие накопления щелочей Включения в кимберлитах	30	Не выяснено
Низкое содержание Al ₂ O ₃ (до 1%) в Ep. Прямая корреляция содержания Cr и Ti в силикатах	Слабая дифференциация в глубинном очаге Транзитная подача в коровые зоны без изменения состава	30	Дополнительное накопление щелочей
Только для Fe-Mg титана. Изоморфи. Na (до 0,28%) в Ep (Соболев, 1974). Высокое содержание Cr в Di. Cr ²⁺ в OI* Высокое содержание Ti, K, Na(Ni/Co: 2,7 — габбро, 4 — вебстерит) Парагенезис Hd(14% Cr ₂ O ₃) и Ilm (5% MgO) Относительно низкое ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr в габбро (0,7067) Парагенезис Hd + TiMgt	Магматическое замещение в глубинном очаге. Частичное фракционирование на месте	До 20	Возможная переработка магмой ксенолитов с дополнительным обогащением серой и образованием сульфидов (Гурулев, 1965)

титаномagnetит, Ep — энстатит, K_p — коэффициент концентрации (K_p = содержание в минерале/титаномagnetитов в кимберлитах установлено методом электронного парамагнитного резонанса

включений в кимберлитах, сравнив их с геохимическим типом тех же пород базальтового ряда (табл. 1). Опираясь на отмеченные выше критерии, можно выделить гипербазиты (пока под условным названием) относительно железистого, относительно магниезиального и промежуточного между ними геохимических типов. Их самостоятельность доказывается не только спецификой химизма пород и минералов, но и различным структурным и даже возрастным положением. Отличие двух первых типов гипербазитов обнаруживается при сравнении частных анализов и отдельных выборок пород на ЭВМ по критериям Стьюдента (t) и Фишера (F).

Значимость расхождения среднего содержания \bar{x} и дисперсии содержания S^2 для большинства породообразующих элементов иллюстрируется табл. 2, где кроме величин t и F приводятся их критические значения, ниже которых сравнение величин не достоверно. Характерно, что специфичность состава проявляется не только в первичных неизмененных ду-

Т а б л и ц а

Сравнение перидотитов железистого и магнезиального типов по критериям Стьюдента (t) и Фишера (F)

Компо- нент	1		2		t_{1-2}	F_{1-2}
	\bar{x}	S^2	\bar{x}	S^2		
SiO ₂	43,67	9,09	43,23	0,67	0,91	13,48
TiO ₂	0,09	0	0,03	0	4,85	
Al ₂ O ₃	1,45	1,23	0,99	0,10	2,59	12,14
Fe ₂ O ₃	3,49	2,41	2,28	0,81	2,65	2,97
FeO	7,03	1,86	5,66	1,46	1,41	1,27
MnO	0,12	0	0,13	0	0,00	
MgO	43,24	5,37	46,89	1,43	2,78	3,74
CaO	0,80	0,33	0,87	0,22	0,30	1,50
Na ₂ O	0,07	0,02	0,03	0	2,39	
K ₂ O	0,04	0	0,02	0	3,64	

П р и м е ч а н и е. Гипербазиты: 1 — железистого типа (массивы Кингап, Кусканак и др.) — 21 проба; 2 — магнезиального типа (массивы Куртушубинский, Иджимский и др.) — 20 проб. При 40 пробах и уровне значимости 0,05 доверительная величина $t=2,02$; $F=2,31$.

нитях и перидотитах, но и в серпентинизированных их эквивалентах (табл. 3). Первый и второй соответствуют гранатовым и шпинелевым перидотитам складчатых районов, тогда как третий объемлет группу гранатовых перидотитов из кимберлитов. Каждый из них, в свою очередь, можно подразделить на геохимические подтипы, основываясь на том, что природные расплавы могут неодинаково реализовывать свою рудную нагрузку под влиянием коровых факторов.

Из гранатовых перидотитов нетрудно получить расплавы, обогащенные различными компонентами, не исключая такие рудные элементы «гранитных магм», как олово (Барсуков, 1972). Отсюда гипербазиты железистого типа естественно подразделить на следующие геохимические подтипы: палладий-никелистый (Pd-Ni), хром-титанистый (Cr-Ti) и углероди-

Т а б л и ц а 3

Сравнение серпентинитов магнезиального и железистого типов по критериям Стьюдента (t) и Фишера (F)

Компо- нент	1		2		t_{1-2}	F_{1-2}
	\bar{x}	S^2	\bar{x}	S^2		
SiO ₂	38,67	4,85	40,27	2,09	4,31	2,31
TiO ₂	0,20	0,01	0,05	0,001	8,46	8,73
Al ₂ O ₃	1,92	0,88	0,97	0,16	6,68	5,33
Fe ₂ O ₃	5,46	6,78	3,41	2,72	4,73	2,50
FeO	3,99	2,35	3,82	2,48	0,54	1,05
MnO	0,12	0,01	0,11	0,01	0,86	2,49
MgO	36,82	6,84	38,54	5,88	3,34	1,16
CaO	0,87	0,43	0,75	1,003	0,68	2,34
Na ₂ O	0,07	0,002	0,07	0,003	0,62	1,53
K ₂ O	0,06	0,001	0,07	0,006	0,57	4,05
П. п. п.	11,50	2,83	11,56	4,35	0,14	1,53

П р и м е ч а н и е. При 95 пробах и уровне значимости 0,05 доверительная величина $t=2,63$; $F=2,05$; \bar{x} —среднее содержание; S^2 —дисперсия. Гипербазиты: 1 — железистого типа (массивы Кингап, Идар, Кусканак, Борынь); 2—магнезиального типа (массивы Куртушубинский, Иджимский и др.).

Распространенность элементов и их отношения в ультраосновных породах, $n \cdot 10^{-4}\%$

№ п/п	Cr	Ti	Ni	Co	Zr	Nb	K	Rb	K/Rb	Ni/Co	Cr/Ti
1	4000	1100	1750	80	12,0	2,3	400	4,0	100	22	3,6
2	4700	3800	830	140	10	4	1500	3,2	470	5,9	1,2
3	7000	1500	770	100	10	2	1600	3,3	48,6	7,7	4,6
4	2750	220	2000	110	2,1	0,6	250	0,7	357	18	12,5
5	2700	600	780	121			208	0,5	41,1	6,5	4,5

Примечание. Породы относительно железистого геохимического типа: 1 — из массивов гнейсового докола Сибирской платформы; 2 — шпинель-гранатовые; 3 — гранатовые перидотиты из ксенолитов в кимберлитах Якутии (Н. Соболев, 1974); 4 — перидотиты магнезиального геохимического типа (альпинотипные); 5 — гардбургиты океанов (Дмитриев, 1973).

стый, предположительно с алмазами. Массивы гипербазитов железистого типа широко распространены на щитах и в основании платформ (Сибирь, Украина, Скандинавия, Индия). В региональном плане проявление этих гипербазитов носит рассеянный характер, так как огромное число мелких массивов насыщает широкие поля гнейсов, ограниченных контурами про-

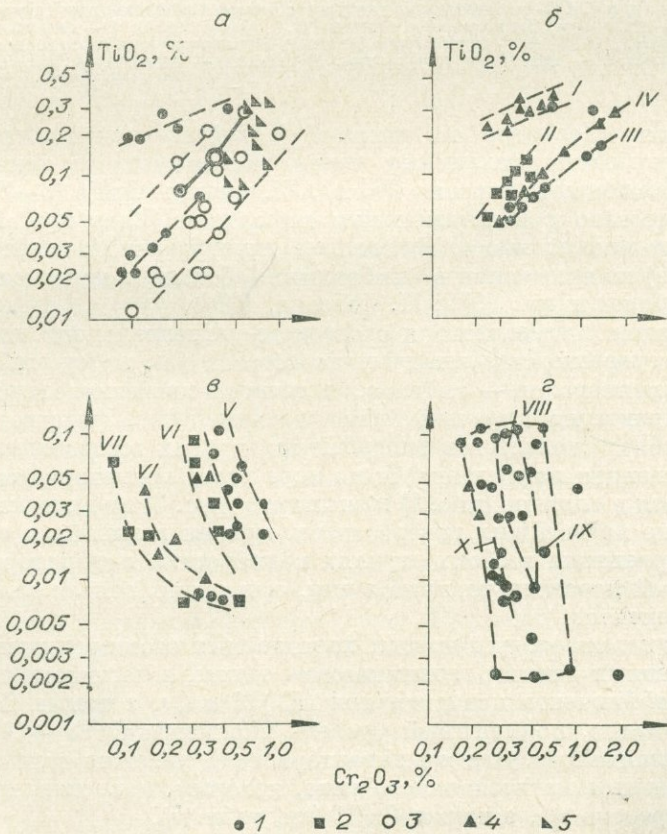


Рис. 1. Зависимость содержания двуокиси титана от содержания трехокиси хрома в гипербазитах различных геохимических типов.

а — железисто-магнезиальный тип (включения в кимберлитах); б — железистый тип (массивы в гнейсах Сибирской платформы: I — Кингашский, II — Борьнь, III — М. Борьнь, IV — Идар); в, г — магнезиальный геохимический тип: в — Анадырь-Караянская складчатая зона (V) и Урал (VI — Кемпирсай, VII — Халиловский), г — Саяно-Байкальская складчатая область (VIII — Куртушубинский, IX — Ошпинский, X — Ергакский). 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — лерцолиты; 4 — серпентиниты; 5 — пироксениты.

№ п/п	Кр		Оливин				
	Cr	Ti	Cr	Ti	Ni	Значимые коэф. корр. рел.	CaO Ca+MgO
вес. %							
1	0,10	0,14	$\frac{0,027}{0,007-0,04}$ (7)	$\frac{0,035}{0,012-0,05}$ (7)	0,18	+0,90	$\frac{0,28}{0,1-0,35}$ (8)
2	0,36	0,056	$\frac{0,09}{0,002-0,17}$ (6)	$\frac{0,014}{0,002-0,07}$	0,15	+0,45	$\frac{0,89}{0,2-2,0}$ (12)
3	—	—	$\frac{0,046}{0,011-0,06}$ (8)	$\frac{0,01}{0,0-0,013}$ (6)	—	—	0,74(5)
4	0,02	0,022	0,005	$\frac{0,0054}{0,003-0,01}$ (20)	0,3	-0,60	$\frac{1,1}{0,8-1,9}$ (21)
5	0,024	0,012	$\frac{0,006}{0,004-0,009}$ (6)	$\frac{0,003}{0,002-0,008}$ (6)	0,25	-0,70	$\frac{3,02}{1,5-9,2}$
6	0,68	—	$\frac{0,17}{0,13-0,2}$ (2)	—	0,39(2)	—	—

Примечание. 1 — перидотиты из гнейсового докола Сибирской платформы (AR-PR₁) — более, 1974); 3 — минералы, включенные в алмазы (Н. Соболев, 1974); 4 — гипербазиты (перидо (Глазунов, Корнаков, 1973); 5 — гипербазиты Анадырь-Корякского складчатого пояса (Пинус и среднее, в знаменателе — колебание содержания. В скобках — число проб.

нищаемых зон. Несмотря на древний (архейско-раннепротерозойский) возраст, гипербазиты сохраняют черты магматического генезиса. Их отличают повышенные значения Fe, Al, Ti, низкие Mg/Fe (6—8), подчеркивающие сходство с гипотетическим пиrolитом (Глазунов, Корнаков, 1973). Гранат-шпинелевые и гранатовые гипербазиты (железисто-магнезиальный тип) из включений в кимберлитах обстоятельно описаны в ряде работ (В. Соболев и др., 1972; Н. Соболев, 1974).

Гипербазиты железистого и железисто-магнезиального типов объединяет некоторое сходство химического состава как пород (табл. 4), так и парагенных минералов — оливина, энстатита и хромшпинелида (табл. 5). Особенно характерно для них тесное геохимическое родство Cr и Ti, которое не обнаруживается в гипербазитах других геохимических типов (рис. 4). Тенденция накопления Cr по мере роста концентрации Ti также выдерживается в оливине (рис. 2) и энстатите (рис. 3) из включений в кимберлитах и из древнейших гипербазитов, причем величины и знак коэффициента корреляции в обоих случаях приобретают индикаторное значение. Подобный характер распределения, как видно, связан с изоморфной позицией элементов.

Можно указать на ряд других характерных геохимических параметров, свойственных данным геохимическим типам, в частности на высокие значения коэффициента концентрации (K_p) Ti и Cr, а также CaO/CaO + MgO в оливине, повышенный уровень параметра Cr/Cr + Al в энстатите и хромшпинелиде. Эти же характеристики надежно отличают минералы гипербазитов магнезиального типа, которым, напротив, присущ повышенный уровень Al, а также Cr/Ti (см. табл. 5).

Гипербазиты магнезиального типа распространены в складчатых областях (Сибирь, Урал, Казахстан, Монголия), где образуют крупные линейные массивы и пояса, приуроченные к глубинным разломам. Они пространственно связаны с габбро и основными вулканитами и описываются в составе офиолитовой ассоциации. Гипербазиты отличаются гетерогенностью состава (от дунитов до габбро), высоким показателем Mg/Fe (9—12), низкой концентрацией в породах Ti, щелочей. По минералогии и химизму ультраосновные породы некоторых поясов сопоставляются с ги-

сующих минералов гипербазитов

Энстатит			Хромшпинелид		
Cr/Cr+Al, форм. ед.	Al ₂ O ₃ , вес. %	Cr/Ti (вес.)	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂
			вес. %		
$\frac{20,5}{7,7-33}$ (5)	$\frac{1,28}{0,74-1,55}$ (5)	$\frac{5,5}{3,5-9}$	$\frac{3,16}{0,5-12}$ (5)	$\frac{5,0}{3-7}$	0,18(2)
$\frac{25,7}{10-41}$ (10)	$\frac{0,72}{0,33-1,11}$ (12)	$\frac{2,8}{0,5-4}$	$\frac{9,20}{6,4-15,6}$ (5)	$\frac{11,8}{10-15,6}$ (5)	$\frac{2,20}{0,15-6,4}$ (5)
$\frac{25,2}{10-37}$ (6)	$\frac{0,69}{0,62-0,97}$ (6)		$\frac{5,4}{3,2-6,9}$ (9)	$\frac{10,5}{0,5-16,4}$	$\frac{0,14}{0,09-0,16}$ (9)
$\frac{19,2}{14-25}$ (7)	$\frac{2,22}{2-2,00}$ (12)	$\frac{22,5}{8-40}$ (6)	$\frac{12,8}{8-15}$ (18)	$\frac{6}{4-9}$ (18)	$\frac{0,04}{0,01-0,07}$ (18)
$\frac{17,8}{11-36}$ (7)	$\frac{2,39}{4,36-17}$ (17)	$\frac{10,3}{9-13}$ (4)	$\frac{30,5}{27-36}$ (8)		
$\frac{6,5}{5-8}$ (3)	$\frac{4,5}{3-5}$ (4)	3,0(2)	47,5(2)	20,5(2)	0,25(2)

железистый тип; 2 — шпинель-гранатовые перидотиты из включений в кимберлитах Якутии (Н. Сопиты) офиолитового ряда (магнезиальный тип). Складчатое обрамление юга Сибирской платформы др., 1973); 6 — перидотиты из включений в базальтах Минусы (Кутюлин, 1972). В числителе —

пербазитами срединно-океанических хребтов (см. табл. 4) (Дмитриев, 1973). В этой категории в зависимости от приуроченности к различным геологическим структурам могут быть выделены различные геохимические подтипы гипербазитов. Массивы хромистого (Cr) подтипа тяготеют к зоне влияния кратона или сосредоточены около крупных выступов доколя платформы. Степень их дифференциации не выходит за пределы ультраосновных пород, тогда как в массивах хромисто-платинового (Cr-Pt) геохимического подтипа фракционирование чаще завершается выплавлением габброидов. Тела гипербазитов золото-ртутного геохимического подтипа, выделенного предположительно, локализуются в тектонически активизированных структурах и, как правило, имеют молодой возраст. С ними связаны скарноиды. Своеобразием их является наличие россыпей золота, не выходящих за контуры интрузивов, а также развитие трещинно-киноварной минерализации.

Наряду с геохимическими типами гипербазитов самостоятельное значение имеет железо-титан-редкометалльный геохимический тип. Его характеристика приведена автором ранее (Глазунов, 1975). Следует отметить, что пояса этой ассоциации тесно связаны с эволюцией континентальных палеорифтов, чем и отличаются от гипербазитов магнезиального типа. Основные черты химизма выражаются в аномальной обогащенности ультраосновных пород Ti, Fe, V, относительно высоким содержанием в них Al, Na, Sc и Sr при низком значении Cr, Ni и Mg/Fe (1—4). Накопление щелочей и титана сопровождается концентрацией Nb, Zr и ΣTR (Знаменский, Глазунов и др., 1974), что создает своеобразный оттенок химизма пород данного естественного ряда и обуславливает появление определенных геохимических подтипов (см. табл. 1). В отличие от него породы габбро-перидотитового состава, объединенные в магнезиально-никелистый тип, обладают ярко выраженным магнезиальным профилем и сопровождаются богатым сульфидно-никелевым оруденением. Соответствующие породы двух последних геохимических типов отличаются от таковых гипербазитов.

Приведенные выше материалы обосновывают вывод о различной истории формирования ультраосновных пород выделенных геохимических

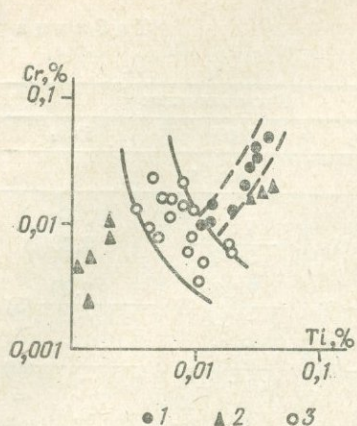


Рис. 2. Соотношение хрома и титана в оливине из различных парагенезисов.

Геохимические типы гипербазитов: 1 — железистый (шпинель-гранатовые перидотиты среди гнейсов архея Сибири); 2 — железисто-магнезиальный (шпинель-гранатовые перидотиты из ксенолитов в кимберлитах Якутии); 3 — магнезиальный.

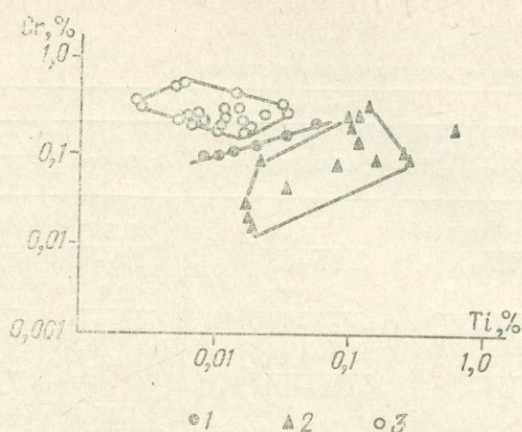


Рис. 3. Соотношение хрома и титана в энстатите из различных парагенезисов.

Геохимические типы гипербазитов: 1 — железистый (шпинель-гранатовые перидотиты среди гнейсов архея Сибири); 2 — железисто-магнезиальный (шпинель-гранатовые и гранатовые перидотиты из кимберлитов различных трубояк Якутии и Африки (Н. Соболев, 1974)); 3 — магнезиальный (шпинелевые перидотиты из альпидных массивов Восточной Сибири и Анадырь-Корякской зоны (Шинус и др., 1973)).

типов. Становление гипербазитов железистого типа может быть связано с особым состоянием земной коры на заре геологического прошлого. Предполагается, что они образовались в негеосинклинальных условиях, в несозревшей и маломощной коре, недалеко от места генерации расплавов. Подобный механизм интрузии был предложен нами еще в 1973 г. (Глазунов, Корнаков, 1973). Возможность же существования самостоятельного перидотитового расплава в ранний период истории Земли находит подтверждение в новых экспериментах по плавлению образца природного коматита (Green *et al.*, 1975).

Гипербазиты магнезиального типа развивались как типично трещинные образования, удаленные на значительные расстояния от источника плавления. Наблюдаемая зависимость степени гетерогенности, размеров и состава, а также хромитонности от положения в структуре межкратонных и прикратонных блоков показывает, что на их конечное становление влияла тектоника. Именно факторы тектоники и определили появление геохимических подтипов гипербазитов.

Вполне возможно, что также в коровых условиях в результате снижения давления в подводящем канале происходит частичное плавление гипербазитов и выделение небольших порций габброидов. Близость химического состава гипербазитов железистого типа к составу пиролита и пород железисто-магнезиального типа не исключает предположения относительно образования этих пород из слабо дифференцированного вещества мантии в обстановке высокого (20—30 кбар) давления (В. Соболев и др., 1972). Только режим высокого давления мог обеспечить изоморфное вхождение хрома и титана в силикаты, а также привести к высвобождению Al из решетки энстатита в связи с постройкой новообразованного граната (Скиннер, Бойд, 1968). Источником гипербазитов магнезиального типа, очевидно, была лерцолитовая компонента, из которой рождалась при меньшем давлении (≈ 20 кбар) дунит-гарцбургитовая ассоциация.

Если мантийный источник гипербазитов не вызывает сомнения, то вопрос о принадлежности пород железисто-титан-редкометалльного типа к прямым производным мантии нуждается в дополнительной аргументации прежде всего потому, что не все исследователи разделяют мнение о наличии в мантии пироксенитового «горизонта». Однако присутствие

пироксенитового члена дифференцированной мантии допускается Д. Х. Грином и А. Е. Рингвудом (1968). В. А. Кутюлин (1972) сделал петрологические выводы на основании находок в базальтах ксенолитов вебстеритов, имеющих переходы к лерцолитам. Изначально пироксенитовый состав материнского расплава в мантии допускается, исходя из механизма частичного плавления перидотитов. Но нам более вероятным представляется механизм взаимодействия базальтов и перидотитов, приводящий к образованию пироксенитов. В коровых условиях во всяком случае реакционный процесс может завершиться образованием больших масс пироксенитов. Не исключено, что мантийная среда окажется еще благоприятнее для разрастания этого процесса в больших масштабах.

И наконец, менее оправдано образование пироксенитов из базальтовой магмы при высоких T и P (Green *et al.*, 1975). Подкорковая природа пироксенитового расплава доказывается присутствием в ультраосновных членах железо-титан-редкометалльного геохимического типа свободного хромшпинелида (14% Cr_2O_3) в парагенезисе с ильменитом, обогащенным Mg (до 5%), а также высоким Ni/Co отношением (2,7—4). Весьма показательны устойчивый и относительно низкий параметр $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7067), указывающий на гомогенность Rb-Sr системы и отсутствие следов контаминации расплава, что можно объяснить быстрой (транзитной) подачей мантийного пироксенитового диапира в коровую оболочку.

Таким образом, понятие «геохимический тип» несет в себе большую смысловую нагрузку. Важно подчеркнуть, что в этом понятии не только находят отражение общие особенности химизма пород, но и через целый ряд индикаторных параметров учитывается роль состава первичного субстрата и степень его глубинности («мантийности»). Геохимический подтип в большей мере определяет потенциальную рудоносность расплава и различный характер реализации его рудной нагрузки под влиянием коровых факторов. Одним из наиболее типичных индикаторных параметров продуктов прямого плавления мантии является положительная корреляция Sr и Ti в породах и породообразующем оливине и энстатите, что связано с изоморфным вхождением этих элементов в кристаллическую решетку минералов. Оценивая перспективы применения понятия «геохимический тип пород», можно с уверенностью сказать, что сумма научных знаний по этому вопросу в дальнейшем может оформиться в самостоятельное учение.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как о возможном источнике рудного вещества. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления Сибирской платформы. — «Геохимия», 1973, № 5, с. 723—731.
- Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации В. Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975, 201 с.
- Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов. — В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 189—194.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., «Наука», 1965. 121 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 272—278.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединно-океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973. 43 с.
- Знаменский Е. В., Глазунов О. М., Пополитов Э. И., Цыганский В. Д. Распределение ниобия, тантала, циркония и гафния в основных и ультраосновных породах Саяно-Байкальской складчатой области. — «Геохимия», 1974, № 6, с. 845—851.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 275—301.
- Кутюлин В. А. Проблема петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.

Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырь-Карякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.

Скиннер Б. Дж., Бойд Ф. К. Глиноземистые энстатиты. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 292—294.

Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов. — В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 70—74.

Gren D. H., Nicholls I. A., Viljoen M., Viljoen R. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean Magmatism. — «Geology», 1975, v. 3, N 1, p. 11—74.

В. С. САМОЙЛОВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТИТОВ

Редкометалльные карбонаты представляют несомненный общепетрологический и практический интерес. В последнее десятилетие достигнуты большие успехи в изучении геологии, минералогии, петрографии и геохимии этих пород. Однако химизм карбонатов, особенности поведения петрогенных и редких элементов в процессе температурной эволюции карбонатитовых систем изучены слабо. В настоящей работе по результатам изучения карбонатов многих провинций СССР и мира с учетом литературных данных делается попытка восполнить этот пробел.

Карбонаты формируются в широком диапазоне значений температуры и по особенностям минерального состава могут быть отнесены к следующим температурным фациям (Самойлов, 1974): калишпато-кальцитовой ($\geq 530^\circ\text{C}$), альбито-кальцитовой ($420-530^\circ\text{C}$), амфиболо-доломито-кальцитовой ($300-430^\circ\text{C}$), хлорито-серицито-анкеритовой ($200-400^\circ\text{C}$) и цеолитовой ($\leq 200-250^\circ\text{C}$). В условиях первых двух фаций образуются

Таблица 1

Средний химический состав карбонатитов различных температурных фаций, вес. %

Компонент	I (96)	II (88)	III (36)	IV		V (12)
				a (68)	b (34)	
SiO ₂	11,42	5,88	2,22	1,12	23,18	13,50
TiO ₂	0,77	0,38	0,17	0,10	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	2,69	1,09	0,42	0,41	0,38	6,94
Fe ₂ O ₃ + FeO	6,61	6,20	3,89	8,09	9,14	1,29
MnO	0,32	0,29	0,23	1,03	1,26	0,05
MgO	3,99	2,42	2,33	15,64	8,91	0,54
CaO	42,32	46,05	49,52	29,06	26,09	41,32
Na ₂ O	0,86	0,46	0,28	0,16	0,11	3,09
K ₂ O	1,41	0,57	0,30	0,09	0,07	0,27
P ₂ O ₅	2,78	3,47	2,36	1,67	1,76	0,51
CO ₂	26,45	31,87	38,07	42,13	28,22	31,74
m	52	41	53	78	62	42
b'	8	20	22	32	91	0

Примечание. Здесь и в следующих таблицах: I — калишпато-кальцитовая фация; II — альбито-кальцитовая; III — амфиболо-доломито-кальцитовая; IV — хлорито-серицито-анкеритовая фация; а — карбонаты без кварца, б — кварцсодержащие карбонаты и карбонатно-кварцевые породы; V — цеолитовая фация. В скобках указано количество анализов, на основе которых рассчитывались средние содержания компонентов.

Таблица 2

Средний химический состав пироксеновых и форстеритовых кальцитовых карбонатитов и развивающихся по ним доломито-кальцитовых карбонатитов, вес. %

Компонент	Пироксеновые карбонатиты			Форстеритовые карбонатиты		
	I (56)	II (32)	III (14)	I (10)	II (35)	III (16)
SiO ₂	18,31	5,64	3,27	6,60	2,98	1,23
TiO ₂	1,26	0,38	0,32	0,51	0,26	0,19
Al ₂ O ₃	3,17	0,83	0,60	1,03	0,56	0,22
Fe ₂ O ₃ + FeO	6,95	5,11	3,23	4,56	5,93	2,65
MnO	0,34	0,28	0,18	0,47	0,38	0,22
MgO	5,06	2,73	2,63	7,04	3,93	3,62
CaO	37,21	46,32	48,67	43,21	46,16	49,24
Na ₂ O	1,19	0,42	0,41	0,11	0,10	0,20
K ₂ O	1,52	0,46	0,44	0,78	0,41	0,20
P ₂ O ₅	3,46	3,19	2,87	3,37	4,77	3,22
CO ₂	22,23	32,03	35,94	30,93	32,73	37,90
<i>m</i>	56	48	60	72	53	71
<i>b'</i>	10	41	47	34	60	65

высокотемпературные кальцитовые карбонатиты, в условиях амфиболо-доломито-кальцитовой фации — доломито-кальцитовые карбонатиты, в условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации — доломитовые, анкеритовые, сидеритовые карбонатиты, в том числе кварцсодержащие, карбонатно-кварцевые, существенно кварцевые, флюоритовые породы, реже низкотемпературные кальцитовые карбонатиты, развивающиеся также в условиях цеолитовой фации. Данные по изучению карбонатитов различных температурных фаций в обобщенном виде приведены в табл. 1—3. Все определения редких элементов и 246 полных химических анализов карбонатитов выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, остальные анализы заимствованы из работ Л. К. Пожарицкой, В. С. Самойлова (1972), В. И. Герасимовского (1973), А. Г. Жабина (1971), А. А. Кухаренко с сотрудниками (1965), В. М. Моралева, А. А. Ельянова (1973),

Таблица 3

Средние и максимальные содержания ряда редких элементов в карбонатитах различных температурных фаций, вес. %

Компонент	I	II	III	IV	V
Nb ₂ O ₅	$\frac{0,096}{0,020}$ (94)	$\frac{4,00}{0,164}$ (124)	$\frac{0,88}{0,086}$ (38)	$\frac{0,50}{0,052}$ (63)	$\frac{0,018}{0,0011}$ (18)
Ta ₂ O ₅	$\frac{0,0056}{0,0014}$ (94)	$\frac{0,200}{0,0044}$ (124)	$\frac{0,0091}{0,0018}$ (38)	$\frac{0,0028}{0,0008}$ (63)	$\frac{0,0009}{0,0003}$ (18)
SrO	$\frac{1,35}{0,50}$ (113)	$\frac{1,18}{0,66}$ (89)	$\frac{0,71}{0,56}$ (38)	$\frac{25,46}{0,83}$ (95)	$\frac{0,94}{0,33}$ (18)
BaO	$\frac{1,05}{0,123}$ (113)	$\frac{0,30}{0,060}$ (89)	$\frac{0,11}{0,056}$ (38)	$\frac{43,00}{0,243}$ (95)	$\frac{0,145}{0,064}$ (18)
TR ₂ O ₃	$\frac{0,366}{0,126}$ (76)	$\frac{0,516}{0,155}$ (92)	$\frac{0,320}{0,111}$ (38)	$\frac{24,58}{0,491}$ (95)	$\frac{0,129}{0,0265}$ (18)

Примечание. В числителе — максимальная концентрация, в знаменателе — среднее содержание компонентов в породах фаций.

В. П. Нэша (Nash, 1972), Д. П. Голда (Gold, 1972), О. Кнорринга, Ж. Дю Буа (Knorring, Du Bois, 1961), П. Г. Никсона, Ж. Хорнунга (Nixon, Hornung, 1973), из книги «Карбонатиты» (1969).

Распределение анализов по температурным фациям и по типам карбонатитов внутри каждой фации отвечает: а) разнообразию минерального состава карбонатитов, б) распространенности тех или иных типов карбонатитов. Обработка данных аналитических исследований проводилась на ЭВМ в СибИЗМИРе АН СССР (г. Иркутск). Приведенные данные позволяют рассмотреть закономерности изменения химического состава карбонатитов по мере понижения температуры в широком диапазоне значений температуры ($\Delta T = 500-600^{\circ}\text{C}$).

Среди собственно карбонатитов наиболее высокими содержаниями кремнезема, глинозема, титана и щелочей характеризуются кальцитовые карбонатиты калишпато-кальцитовой фации. При последовательном переходе от них к доломитовым и анкеритовым карбонатитам хлорито-серицито-анкеритовой фации происходит закономерное обеднение пород указанными выше компонентами: кремнеземом в 10,2 раза, глиноземом в 6,1, титаном в 7,7, натрием в 5,4, калием в 12,3 раза.

При дальнейшем понижении температуры кремнезем, с одной стороны, и глинозем, щелочи — с другой, ведут себя неодинаково. Кремнеземом существенно обогащены кварцево-карбонатные породы хлорито-серицито-анкеритовой фации, в среднем содержащие в 2 раза больше кремнезема, чем карбонатиты калишпато-кальцитовой фации. Обогащение кремнеземом пород хлорито-серицито-анкеритовой фации особенно резко проявлено в субвулканических и гипабиссальных комплексах. В мезоабиссальных массивах это явление выражено значительно слабее. При переходе к породам цеолитовой фации кремнезем снова убывает. Однако именно в этих породах фиксируются максимальные содержания глинозема и натрия, для них же характерны повышенные количества калия, тогда как кварцсодержащие породы хлорито-серицито-анкеритовой фации в наибольшей степени обеднены этими компонентами. В породах цеолитовой фации в среднем содержится больше, чем в породах хлорито-серицито-анкеритовой фации, натрия — в 28 раз, глинозема — в 18, калия — в 4 раза. По отношению к карбонатитам калишпато-кальцитовой фации они в 2,6 раза богаче глиноземом и 3,6 раза — натрием (см. табл. 1).

Содержание СаО закономерно возрастает от кальцитовых карбонатитов калишпато-кальцитовой фации к доломито-кальцитовым карбонатитам, на которые в среднем приходится максимальное количество этого компонента. Далее отмечается понижение концентраций кальция в породах хлорито-серицито-анкеритовой фации и последующее повышение в породах цеолитовой фации.

Содержание углекислоты сначала повышается одновременно с кальцием, но максимальное количество ее приходится на бескварцевые карбонатиты хлорито-серицито-анкеритовой фации. Соответственно закономерно увеличивается значение карбонатной составляющей от кальцитовых карбонатитов калишпато-кальцитовой фации к низкотемпературным карбонатитам. При этом сначала большую роль начинает играть карбонатный кальций, к которому в условиях амфиболо-доломитито-кальцитовой фации присоединяется карбонатный магний (в среднем 76% кальция и 10% доломита). В породах хлорито-серицито-анкеритовой фации роль карбонатного магния и железа весьма высока. Относительное значение карбонатного кальция снова возрастает в породах цеолитовой фации.

Выявляется довольно сложная картина поведения железа и магния. При переходе от карбонатитов калишпато-кальцитовой фации к карбонатитам альбито-кальцитовой фации устанавливается заметное уменьшение содержания магния (в среднем в 1,6 раза). При этом содержание железа уменьшается незначительно (в среднем в 1,1 раза), так что всегда

отмечается обогащение кальцитовых карбонатитов альбито-кальцитовой фации железом относительно магния (см. табл. 1). Это явление особенно четко проявлено в гипабиссальных массивах, например Гулинском, Ковдорском, Турьего полуострова. Понижение магнезиальности кальцитовых карбонатитов сопровождается весьма существенным увеличением роли оснований, входящих в состав окислов и сульфидов (характеристики b') *. В среднем b' возрастает в 2,5 раза. При этом величина b' достигает 80—90, значительная часть оснований концентрируется в магнетите и пирротине карбонатитов альбито-кальцитовой фации.

Смена кальцитовых карбонатитов альбито-кальцитовой фации доломито-кальцитовыми карбонатитами сопровождается заметным понижением концентраций железа (в среднем в 1,6 раза), тогда как содержание магния практически не меняется или незначительно уменьшается (в среднем в 1,04 раза). Это приводит к обогащению доломито-кальцитовых карбонатитов магнием относительно железа и повышению их магнезиальности (в среднем до 53). В условиях амфиболо-доломито-кальцитовой фации продолжается концентрирование железа в несиликатной части пород — в магнетите, сульфидах (в среднем $b' = 22$).

Максимальные количества магния всегда фиксируются в бескварцевых карбонатитах хлорито-серицито-анкеритовой фации (в среднем $m = 78$). Эти же породы часто характеризуются повышенными содержаниями железа, но оно в большей мере концентрируется в кварцсодержащих породах, которые, как правило, менее магнезиальны, чем бескварцевые карбонатиты (в среднем $m = 62$). В условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации создается обстановка, наиболее благоприятная для накопления железа в несиликатной части пород, прежде всего в гематите кварцсодержащих пород (в среднем $b' = 91$). Видимо, подобно железу ведет себя марганец, которым максимально обогащены породы хлорито-серицито-анкеритовой фации и особенно кварцсодержащие породы (см. табл. 1). В условиях цеолитовой фации породы резко обедняются железом, магнием и марганцем. Здесь установлены самые низкие содержания этих компонентов.

Наиболее высокие концентрации фосфора характерны для кальцитовых карбонатитов калишпато-кальцитовой и альбито-кальцитовой фаций. При переходе к цеолитовой фации породы последовательно обедняются этим компонентом, так что породы цеолитовой фации содержат в 5,4—6,8 раза меньше фосфора, чем высокотемпературные кальцитовые карбонатиты. Обстановка, особенно благоприятная для накопления фосфора в карбонатитах, видимо, существует в условиях альбито-кальцитовой фации. Карбонатиты этой фации характеризуются максимальными содержаниями P_2O_5 и в среднем в 1,25 раза богаче фосфором, чем карбонатиты калишпато-кальцитовой фации.

Однако не следует игнорировать существенного приноса фосфора при формировании карбонатитов альбито-кальцитовой фации. С учетом карбонатно-силикатных метасоматитов породы двух высокотемпературных фаций в среднем определяются практически одинаковыми содержаниями P_2O_5 — соответственно 3,33 и 3,41%. В условиях калишпато-кальцитовой фации фосфором максимально обогащаются карбонатно-силикатные метасоматиты, в среднем содержащие 3,94% P_2O_5 , тогда как карбонатиты относительно обеднены этим компонентом (в среднем 2,78%). В условиях альбито-кальцитовой фации фосфор максимально концентрируется именно в карбонатитах.

Таким образом, при переходе от температурных условий калишпато-кальцитовой фации к температурным условиям альбито-кальцитовой изменяется степень концентрирования фосфора в карбонатитах. Еще более

* $b' = B_0 / (B_0 + B_s)$, где B_0 — число атомов оснований, входящих в окислы и сульфиды, B_s — число атомов оснований, входящих в силикаты.

четко это проявляется при сравнении пироксеновых и форстеритовых карбонатитов, залегающих среди уртит-якуширангитов и ультрабазитов (см. табл. 2) и в целом наиболее распространенных среди пород этих фаций. Часто эти карбонатиты слагают различные части зональных тел: пироксеновые карбонатиты располагаются в их внешних частях, а форстеритовые — во внутренних (Пожарицкая, Самойлов, 1972; Самойлов, 1974). При этом пироксеновые карбонатиты отделены от вмещающих силикатных пород зоной пироксенсодержащих карбонатно-силикатных метасоматов. В пироксеновых и форстеритовых карбонатитах калишпато-кальцитовой фации в среднем содержится соответственно 3,46 и 3,37% P_2O_5 , т. е. пироксеновые карбонатиты даже немного богаче фосфором. Значительно выше содержание фосфора в апогипербазитовых карбонатно-силикатных метасоматитах этой фации — в среднем 4,02%. В случае карбонатитов альбито-кальцитовой фации пироксеновые карбонатиты заметно беднее фосфором (в среднем 3,19% P_2O_5), чем форстеритовые карбонатиты, в среднем содержащие 4,77% P_2O_5 . В то же время в целом средние содержания фосфора в рассматриваемых группах пород двух фаций (с учетом карбонатно-силикатных метасоматитов) весьма близки — 3,71 и 3,76% P_2O_5 .

Обращает на себя внимание тот факт, что обогащение карбонатитов альбито-кальцитовой фации фосфором сопряжено с уменьшением магнетизальности карбонатитов и повышением в них роли несиликатной фемической составляющей, прежде всего магнетита (см. табл. 1, 2). Согласно данным табл. 2, одновременное накопление фосфора и несиликатного железа наиболее вероятно в случае форстеритовых карбонатитов этой фации (в среднем $b' = 60$).

Таким образом, можно предположить, что в условиях альбито-кальцитовой фации создается обстановка, наиболее благоприятная для образования пород, обогащенных магнетитом или одновременно магнетитом и апатитом. Процессы перераспределения вещества вообще, видимо, играли важную роль при формировании карбонатитов и сопряженных с ними пород. С одной стороны, этими процессами можно объяснить поведение ряда компонентов в зависимости от температурного режима карбонатитообразования. В частности, это касается кремнезема, глинозема и натрия — сначала происходит существенное обеднение ими с последующим накоплением в более низкотемпературных условиях (см. табл. 1). С другой стороны, дифференциацией вещества, перераспределением компонентов, вероятно, можно объяснить появление в условиях определенной температурной фации, даже в пределах одного комплекса и среди пород одинакового или близкого состава, совокупности новообразованных пород, резко различающихся по составу и рудоносности. Кроме пород высокотемпературных фаций в этом плане показательны породы хлоритосерицит-анкеритовой фации, характеризующиеся весьма широкими колебаниями содержания магния, кальция, железа, марганца, стронция, бария, редких земель (см. табл. 3). В условиях хлоритосерицит-анкеритовой фации также образуются железные руды — карбонатно-гематитовые, содержащие до 65—70% Fe_2O_3 . С ними обычно ассоциируются низкотемпературные кальцитовые карбонатиты, заметно обедненные железом (по сравнению с его средним содержанием в породах фации).

Ниобием и танталом максимально обогащены кальцитовые карбонатиты альбито-кальцитовой фации (см. табл. 3), с которыми, как правило, и связано первичное ниобиевое или ниобий-танталовое оруденение. Как высокотемпературные, так и низкотемпературные карбонатиты характеризуются значительно меньшими средними и максимальными содержаниями этих элементов. При этом относительно высокие их концентрации, особенно ниобия, в доломито-кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитах связаны с так называемыми остаточными рудами — измененными и разубоженными рудными карбонатитами альбито-кальци-

товой фации. При наложении на последние более низкотемпературных карбонатитов происходит относительное обогащение пород ниобием: в среднем ниобий-танталовое отношение возрастает от 37 до 48—65. Еще более резко это отношение увеличивается в случае глубинных комплексов (почти на порядок).

Самые высокие средние содержания стронция, бария и редких земель установлены в породах хлорито-серицито-анкеритовой фации (см. табл. 3), с которыми связаны самостоятельные и комплексные месторождения этих элементов в карбонатитовых массивах. Средние содержания стронция, бария и редких земель в породах хлорито-серицито-анкеритовой фации всего в 1,6—4,5 раза превышают средние содержания этих элементов в карбонатитах более высокотемпературных фаций. Однако в первом случае чрезвычайно высока степень концентрирования стронция, бария и редких земель: максимальные концентрации превышают средние содержания соответственно в 31, 177 и 50 раз (в случае других температурных условий эти отношения не превышают 5), а максимальные содержания в породах других фаций — в 19, 43 и 77 раз. Характерно, что в целом аналогично рассматриваемым элементам ведут себя фосфор и железо. Все это также может указывать на важную роль дифференциации стронция, бария и редких земель как в зависимости от температуры (во времени), так и в пространстве, в T -условиях определенной фации.

Суммируя данные о химизме процесса карбонатитообразования, можно заключить следующее.

1. Устанавливается закономерное волнообразное изменение содержаний всех петрогенных компонентов. Это, по-видимому, связано с проявлением температурной «волны кислотности» при формировании карбонатитов (Самойлов, 1974), выраженной, как и в других формациях, в первоначальном раскислении карбонатитообразующих систем с последующим (в низкотемпературной области) их подщелачиванием, чему соответствует формирование пород цеолитовой фации. Максимальной кислотности карбонатитообразующих систем отвечает развитие кварцсодержащих карбонатитов и карбонатно-кварцевых пород хлорито-серицито-анкеритовой фации.

2. Формирование собственно карбонатитов связано с последовательно возрастающей ролью углекислоты и карбонатной составляющей при выносе кремнезема, глинозема, титана и щелочей. В конечном итоге образуются доломитовые, анкеритовые и сидеритовые карбонатиты — в основном анхимономинеральные карбонатиты.

3. Закономерно меняется состав карбонатной составляющей пород. Сначала происходит их обогащение карбонатным кальцием, а затем — карбонатными магнием и железом с последующим новым ростом значения карбонатного кальция в низкотемпературной области.

4. В условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации происходит смена собственно карбонатитов карбонатно-силикатными породами, сопряженная с существенным накоплением кремнезема. Этим компонентом обогащаются и породы цеолитовой фации. Однако для условий этой фации прежде всего характерно накопление глинозема и щелочей, а также кальция при резком уменьшении содержаний железа.

5. Формирование доломито-кальцитовых карбонатитов амфиболо-доломито-кальцитовой фации не сопровождается привнесом магния, который заимствуется из вмещающих пород. Привнос магния происходит лишь в условиях хлорито-серицито-анкеритовой фации.

6. Понижение температуры в целом благоприятствует высвобождению железа из силикатов и концентрированию его в окислах и сульфидах. Особенно существенна роль несилкатного железа в карбонатитах альбито-кальцитовой фации, кварцсодержащих породах и кальцитовых карбонатитах хлорито-серицито-анкеритовой фации.

7. Важную роль при формировании карбонатитов играли процессы перераспределения, приводящие к накоплению петрогенных компонентов в температурных условиях определенных фаций. При этом в изофациальной обстановке возможно обогащение какими-либо компонентами пород определенного состава, что вероятно, создает предпосылки для образования руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимовский В. И. Геохимия карбонатитов рифтовых зон Восточной Африки.— «Геохимия», 1973, № 12, с. 1772—1781.
- Жабик А. Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., «Наука», 1971. 166 с.
- Карбонатиты. Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., «Мир», 1969. 478 с.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.
- Моралев В. М., Ельянов А. А. Карбонатитовые месторождения Индийской платформы.— Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1973. 32 с.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972. 265 с.
- Самойлов В. С. Генетические типы и фации карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 196—204.
- Gold D. P. Les collines montereгиennes: les roches ultra—alcalines et le complexe de carbonatite d'Oka.— In: Congr. geol. intern., 24-eme sess., Livrets-guide, excursion B—II. Montreal, 1972, p. 51.
- Knorring O., Du Bois G. G. B. Carbonatitic lava from Fort Portal area in Western Uganda.— «Nature», 1961, v. 192, p. 1064—1065.
- Nash W. P. Mineralogy and petrology of the Iron Hill carbonatite complex, Colorado.— «Bull. Amer. Geol. Soc.», 1972, v. 83, N 5, p. 1361—1382.
- Nixon P. H., Hornung G. The carbonatite lavas and tuffs near Fort Portal, Western Uganda.— «Inst. Geol. Sci. Overseas Geol. and Miner. Resour.», 1973, N 41, p. 168—179.

В. А. МАКРЫГИНА

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

В протерозойском структурном ярусе, слагающем обычно складчатые обрамления древних платформ и архейских глыб, широко развиты процессы высокотемпературного регионального метаморфизма и гранитизации. В отличие от архея с его интенсивным, но равномерно распределенным тепловым потоком, куполовидной складчатостью, отсутствием явно выраженных разломов и равномерным высоким метаморфизмом, в протерозое тектонические процессы и тепловые потоки локализовались вдоль геосинклинальных поясов, а в них — вдоль краевых и внутригеосинклинальных глубинных разломов (Салоп, 1967).

Строение протерозойских геосинклинальных поясов дифференцировано. В части, примыкающей к платформенным плитам, чаще всего на опущенных блоках архейской континентальной коры, шло накопление терригенно-карбонатных толщ (миогеосинклинальные области). На коре океанического типа формировались в это время эвгеосинклинальные, преимущественно вулканогенные толщ. Крупные расколы на границе континентальной и океанической коры фиксировались островными дугами, разделяющими мио- и эвгеосинклинальные области. Серии глубинных разломов усложняли строение миогеосинклиналей, приводя к образованию внутригеосинклинальных поднятий и прогибов со своими условиями

осадконакопления и последующей складчатости. Поэтому для протерозойских складчатых областей характерны узкие, протяжённые метаморфические пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов, со сменой $P - T$ -условий метаморфизма как вдоль, так и вкrest простирания пояса. В связи с этим они часто сложены зональными метаморфическими комплексами, которые в архее не встречаются. Температурный интервал метаморфизма в протерозое гораздо шире, чем в архее, но несколько смещен в низкотемпературную часть шкалы (300—750°C). Величины давления варьируют от 3 до 10 кбар в зависимости от глубины формирования пояса и интенсивности тектонического сжатия, влияющего в свою очередь на величину теплового потока и флюидного давления (Паталаха, 1971).

Более низкие температуры, видимо, обусловили более кислотный характер метасоматоза и магматизма, сопровождающих региональный метаморфизм в протерозое. В отличие от аортозитов, аляскинтов и щелочных метасоматитов архея, здесь образуются зональные мигматитовые комплексы с широким развитием плаггиомигматизации и выплавлением магм нормального гранитного состава, формируются региональные пегматитовые пояса и поля кварцевых жил. Широкий спектр физико-химических условий создает возможность возникновения разных типов метаморфизма, гранитизации и жильных проявлений в протерозойских толщах разных районов и зональный характер этих образований внутри отдельных поясов, а также определяет приуроченность промышленно важных типов пегматитов к определенным типам метаморфизма и метаморфическим фациям.

Связь ряда полезных ископаемых с разными по давлению и температуре типами метаморфизма сейчас почти общепризнана. Генетические проблемы этой связи изучались мало. Путем обобщения накопленных данных по метаморфизму и размещению промышленно важных типов пегматитов А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960), а затем Ю. М. Соколов (1970) и М. Е. Салье (1973) пришли к выводу о главной роли глубины или «глубинности» формирования метаморфических комплексов в образовании пегматитов различной специализации. Термин «глубинность» содержит некоторую неопределенность, а глубина образования (давление нагрузки) пегматитов обычно не соответствует давлению, определяемому по включениям минералообразующей среды. Кроме того, острые дискуссии по поводу метаморфического, метасоматического или магматического генезиса региональных пегматитовых поясов (Никитин, 1952; Соколов, 1970; Шмакин, Макрыгина, 1969; и др.), свидетельствуют о том, что истинная природа связи формирования пегматитов с процессами метаморфизма пока не установлена.

Все это побудило автора предпринять изучение всей совокупности процессов в зональных метаморфических комплексах разного давления, принадлежащих протерозойскому складчатому обрамлению Сибирской платформы. Подробное описание метаморфической зональности, зональности мигматитовых полей и пегматитовых поясов, их геохимических особенностей и особой роли вариаций флюидного давления в формировании разных типов этих образований приведено в ряде публикаций (Макрыгина, 1974; Макагон и др., 1975; Петров, Макрыгина, 1975). Здесь отметим лишь те их черты, которые необходимы для выяснения причинных связей, и более подробно остановимся на ранних этапах развития каждого района.

Два района — Чуйский геоантиклинорий и Мамский синклинорий Северо-Байкальского нагорья — располагаются во внешнем миеогеосинклинальном поясе байкалид (см. рисунок). Чуйский антиклинорий — это выступ архейского фундамента, прикрытый отложениями чуйской серии нижнего протерозоя и терригенной толщей среднего протерозоя. Для данного участка характерно преобладание восходящих движений. Поэтому к моменту складчатости и метаморфизма (конец нижнего проте-

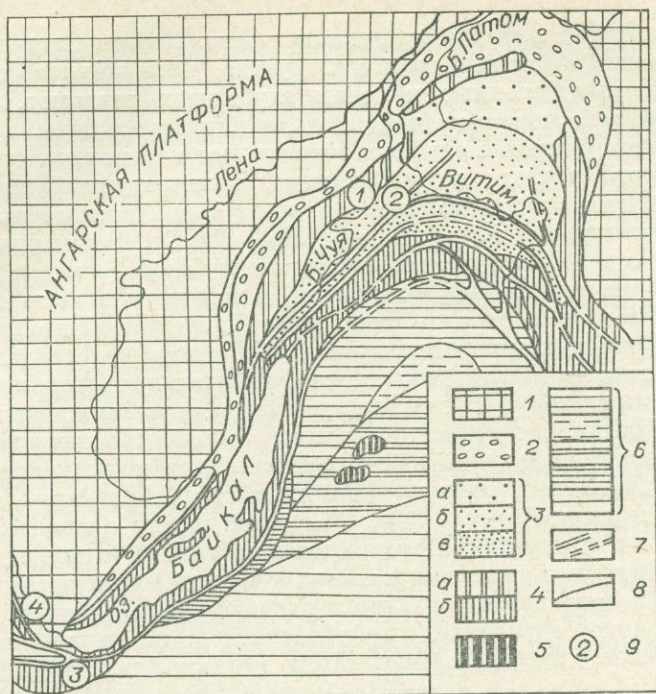


Схема расположения главных структурных элементов байкалид в позднем протерозое (по Л. И. Салону, 1967, добавления по Л. М. Парфенову, 1967).

1 — платформы; 2 — Байкало-Патомский краевой прогиб; 3 — Бодайбинский внутренний прогиб; а — Жунинский и б — Мамско-Витимский прогибы; в — Делюн-Уранская зона; 4 — внутригеосинклинальные поднятия: а — Байкало-Витимское, б — Чуйское, Тондское, Нечерское; 5 — нижнепротерозойские глыбы; 6 — зоны позднего (Верхне-Витимского) эвгеосинклинального пояса; 7 — внутригеосинклинальные и 8 — краевые глубинные разломы; 9 — номера районов исследований; 1 — Чуйский антиклинорий, 2 — Мамский синклиорий; 3 — Хамар-Дабанская глыба, 4 — Урикско-Ийский грабен.

розоя) мощность чуйской толщи достигала 3—5 км (ее верхи эродированы), хотя в кодаро-удоканской зоне мощность осадков этого времени превышает 10 км. Давление нагрузки с учетом складчатости не превышало 2—3 кбар. Метаморфические зоны здесь конформны простиранию пород, и степень метаморфизма растет к центру антиклинория, меняясь на изученном участке р. Чуйская Брамья от андалузит-кордиеритовой зоны амфиболитовой фации до гиперстеновой зоны роговообманково-гранулитовой фации.

По амфиболам гиперстеновой зоны K — Ar методом получены значения возраста 3024 и 3460 ± 70 млн. лет, тогда как биотит в развивающихся по ним мигматитах дает цифру 1550 млн. лет. (Эти и последующие определения выполнены Т. В. Кольцовой, ИГГД.) По всей вероятности, «окна» гиперстеновых гнейсов и амфиболитов среди темных мигматитов являются выходами архейского фундамента, гранитизированными вместе с нижнепротерозойской чуйской толщей, а омоложенный возраст мигматитов и гнейсов последней (1550—1007 млн. лет) — следствие прогрева в период верхнепротерозойского метаморфизма соседней структуры. Возраст секущих пегматитов — 2170 млн. лет; Салон, 1967.)

Жесткая глыба фундамента в момент наивысшего тектонического напряжения была раздроблена на блоки, дифференциальные движения которых продолжались и после главного этапа складчатости. В результате породы протерозойского чехла оказались пронизанными зонами дробления и катаклаза, послужившими проводниками гранитизирующих растворов.

Фронт гранитизации косо сечет границы метаморфических зон, что свидетельствует о том, что этот процесс развивался после главного этапа складчатости. Внешняя зона плагиомигматизации сменяется зоной калишпатовой мигматизации. Ранние этапы гранитизации осуществляются посредством кремнещелочного метасоматоза (Петров, Макрыгина, 1975). На заключительных этапах, когда при температурах, близких к гранитной эвтектике, породы в процессе метасоматоза приближаются к ее составу, происходит плавление с формированием участков гомогенных гранитоидов, щелочность которых зависит от состава субстрата. Это малокальциевые биотитовые, реже амфиболовые мелко- и среднезернистые граниты, объединяемые с мигматитами в куандинский комплекс с отношением K/Na от 1,45 в гранитоидеях до 2,8 в калишпатовых мигматитах и амфиболовых сиенитах, а в среднем по комплексу — 1,45. Их образование в результате переработки и плавления вмещающих толщ не вызывает сомнения.

Андалузит-кордиеритовые парагенезисы пород, наряду с необычайно высокой железистостью метаморфических и мигматитовых минералов свидетельствуют о низких давлениях при метаморфизме и гранитизации, близких к давлению нагрузки.

Жильная серия в Чуйском геантиклинории состоит только из бесслучных полевошпатовых пегматитов, редко содержащих мусковит, гранат, шерл или магнетит. Их тела окаймляют фронт гранитизации.

Мамский синклинорий в верхнем протерозое испытал наиболее интенсивное опускание с накоплением мощной (свыше 10 км) терригенной флишовой толщи. В позднем протерозое она подверглась сильному боковому сжатию со стороны архейских блоков, лежащих в основании Чуйского и Верхне-Мамского антиклинориев. Тангенциальная направленность напряжений и их северо-западная ориентировка подтверждаются геофизическими данными. Сжатие обусловило главный этап складчатости и метаморфизма и привело к выдавливанию вещества вдоль глубинного разлома в осевой части структуры с образованием центрального антиклинального поднятия. Тепловой поток вдоль разлома, усиленный разогреванием вещества в процессе выдавливания (Паталаха, 1971), обусловил течение пород и своеобразное строение синклинория — с запрокидыванием складок от центра к крыльям, с наиболее интенсивным метаморфизмом вдоль оси синклинория и уменьшением его степени на крыльях и в центриклинальных замыканиях.

Метаморфизм верхне- и среднепротерозойских отложений протекал в интервале 350—650°C (от серицит-хлоритовой зоны зеленосланцевой фации до дистен-альмандиновой зоны амфиболитовой фации), он относится к дистен-силлиманитовому типу высоких давлений. По экспериментальным, расчетным и геобарометрическим данным (Карпов, 1965; Althaus, 1967; Долгов и др., 1967) давления здесь достигали 8—10 кбар. На петрогенетической сетке линия, отвечающая смене парагенезисов в метapelитах патомской серии, показывает снижение давления в низкотемпературных зонах до 4—5 кбар (Петров, Макрыгина, 1975). Это подтверждается данными непосредственных замеров давления в углекислотных включениях из жил различных метаморфических зон (Макагон и др., 1975). Оценка давления нагрузки на основе данных о мощностях, с учетом складчатости, дает для верхов разреза (высокометаморфизованных) 4 кбар, а для низов (слабометаморфизованных) — до 6—8 кбар. Сверхдавление порядка 2—4 кбар — это, по-видимому, величина тектонического сжатия, передающаяся и на твердую, и на жидкую фазу.

В Мамском синклинории преобладает изоклинальная складчатость с квиважом течения. Лишь в породах зеленосланцевой фации развит уступающее место порфиробластическому метаморфизму. Структуры течения пород без нарушения сплошности не создают возможности для сборо-

са флюидного давления, и только в зоне развития сквозной трещиноватости квиважа осевой плоскости происходит разрядка напряжений и спад флюидного давления (Петров, Макрыгина, 1975). Именно здесь формируется пояс кварцевых жил с сульфидной и золотой минерализацией.

Подъем геозотерм вместе с веществом и растворами по осевому глубинному разлому сопровождается наиболее интенсивным проявлением вдоль него процессов гранитизации. В условиях высокого флюидного давления они протекают в форме пегматитизации толщи. Ранний этап — плагиомигматизация — выражается в образовании плагиоклазовых пегматитов от очковых петробласт до крупных сетчатых залежей — «гиганто-мигматитов», как их справедливо назвала еще в 30-х годах Н. В. Петровская (1937). По ним развивается калишпатизация. Метасоматическая природа процесса — кремнещелочной его характер — хорошо выявляется при подсчете баланса вещества для отдельных мелких жил. Пегматитовые мигматиты формируют поля с внешней зоной плагиоклазовых и внутренней — калишпатсодержащих жил вокруг массивов пегматоидных гранитов, цепочка которых фиксирует положение глубинного разлома. Массивы имеют сложное строение, разнообразные структуры и образовались, по-видимому, путем магматического замещения (Шмакин, 1973). Это также малокальциевые, лейкократовые граниты, в которых отношение K/Na варьирует от 1,3 до 2,8 в богатых калишпатом разностях.

Ближе к тектоническому шву, отделяющему Чуйский антиклинорий, также цепочкой расположены «штоки» гранитогнейсов — более меланократовых пород с гранодиоритовыми и спениито-диоритовыми разностями. Массивы обладают признаками гранитных диапиров: по периферии некоторых из них встречаются меланократовые сланцы, «выдавленные» ими из глубины и не встречающиеся в разрезе вмещающих их пород. По-видимому, это продукты реоморфизма архейского фундамента.

Пегматоидные граниты сопровождаются обильной жильной серией двуполевошпатовых пегматитов со всеми признаками кристаллизации из расплава. Наличие участков аплитового сложения в массивах пегматоидных гранитов и крупных пегматитовых тел, по всей вероятности, признаки вскипания расплава в условиях локального снижения давления и отделения значительных масс растворов. Следы деятельности последних запечатлены в огромных масштабах аллометасоматических преобразований, наложенных на массивы пегматоидных гранитов, магматические и мигматитовые пегматитовые жилы и на дайки аплитов (Макрыгина, 1971; Шмакин, Макрыгина, 1969). Именно эти процессы обусловили мусковитовитость пояса в целом.

Ареал распространения мусковитовых пегматитов в основном ограничен изоградой дистена. В ставролит-альмандиновой зоне они сменяются узким поясом редкометалльно-мусковитовых пегматитов, а в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях — поясом кварцевых жил.

Юго-западный блок Мамского синклинория, по геофизическим данным, приподнят и интенсивно дислоцирован (Шаров, 1974). Снятие давления привело к силлиманитизации дистенсодержащих пород и развитию гранитизации с нормальными гранитными структурами. Массивы гранитогнейсов сопровождаются здесь, как и в чуйской серии, керамическими пегматитами. Изограда силлиманита сетчат метаморфическую зональность остальной части синклинория и как бы обрисовывает контуры поднятого блока.

Возраст метаморфизма и пегматитов, по геологическим данным, должен быть позднепротерозойским, так как на породах пагомской серии с размывом лежат кембрийские отложения, практически неметаморфизованные. Однако большинство $K - Ar$ определений абсолютного возраста дают цифры 276—450 млн. лет, только свинцовый метод по циркону из пегматитов и гранитов дает, видимо, близкий к истинному возраст 690—

750 млн. лет. Остальные цифры, как считает Л. И. Салоп (1967), отражают время окончательного воздымания структуры.

Третий пегматитовый пояс расположен в Южном Прибайкалье, на Хамар-Дабанской глыбе (см. рисунок). В проблеме возраста слагающих ее толщ и истории развития до сих пор нет полной ясности. А. А. Шафеев (1970) относит хамардабанскую серию целиком к позднему протерозою, Ф. П. Митрофанов (1975) и другие — к верхнему архею. Однако по комплексу полезных ископаемых, метаморфизму и гранитизации слюдянская подсерия ближе всего к архейским образованиям, а верхняя, хангарульская, — к протерозойским. Такое деление подтверждается недавними работами Е. П. Васильева, обнаружившего несогласное залегание верхней подсерии на нижней (устное сообщение).

Хангарульская подсерия представлена терригенной флишоидной толщей, перекрывающей, по-видимому, блоки архейского фундамента, ступенчато погружающиеся в направлении геосинклинальной области. Отложения корнйловской и шубутуйской свит этой толщи слагают узкую субширотную структуру Утуликского синклинория, на который наложена более пологая термальная синклиналь, рожденная тепловыми потоками вдоль границ архейских блоков. В результате сформировался зональный метаморфический комплекс андалузит-силлиманитового типа (Шафеев, 1970). Давление нагрузки с учетом мощностей пород и складчатости не превышало 3—4 кбар. Зоны метаморфизма, узкие и согласные на крыльях синклинория, секущие и широкие по оси структуры, меняются от биотит-хлоритовой зоны зеленосланцевой фации до ортоклаз-силлиманитовой зоны амфиболитовой фации (400—750°C). Полная перекристаллизация пород достигается только в мусковит-силлиманитовой зоне, где развиты структуры течения. Там же, судя по появлению парагенезиса дистен — силлиманит, давление достигало 5,5—6 кбар. В более низкотемпературных зонах, где проявлена трещиноватость кливажа осевой плоскости, характер метаморфизма порфиробластический.

Ксиформно границам метаморфических зон проходит фронт гранитизации с широкой внешней зоной плагиомигматизации и внутренней — калишшатовой мигматизации. Структуры мигматитов и анатектических гранитов по размерности гранитные. Отношения K/Na в неперемещенных гранитогнейсах 1,47, а в перемещенных гранитах — 2,9. Фронт гранитизации окаймлен мощным зональным пегматитовым поясом с четкой приуроченностью жил различного типа к определенным метаморфическим зонам (Шафеев, 1970; Макрыгина, 1974). В ортоклаз-силлиманитовой зоне развиты биотит-ортоклазовые пегматиты, в мусковит-силлиманитовой сосредоточены мусковитовые двуполевошпатовые жилы, в андалузит-ставролитовой — редкометалльно-мусковитовые, а у изограды ставролита — сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты. В зеленосланцевой фации их сменяют кварцевые жилы. Метасоматоз в пегматитах проявлен слабо. Возраст метаморфизма и пегматитообразования по наиболее повторяющимся цифрам можно считать рифейским.

Саянские метаморфические комплексы и сопровождающие их пегматитовые пояса в юго-западном обрамлении сибирской платформы нами специально не изучались. По литературным данным известно, что породы двух сопряженных структур, Бирюсинской глыбы и примыкающего к ней грабена, метаморфизованы в условиях разных давлений. Верхнеархейские — нижнепротерозойские терригенные толщи Бирюсинской глыбы характеризуются дистен-силлиманитовым типом метаморфизма — амфиболитовой, развивающейся по гранулитовой фации, — и сопровождаются пегматитовым поясом с ярко выраженной мусковитовой специализацией. Вулканогенно-терригенные отложения грабена метаморфизованы в среднепротерозойское время в условиях низких давлений (андалузит-силлиманитовый тип, от зеленосланцевой до амфиболитовой фации). Метаморфическая зональность структуры в целом не изучена, хотя есть

данные об уменьшении степени метаморфизма в направлении северо-западного окончания грабена (Парфенов, 1967).

Крупный пегматитовый пояс грабена распадается на ряд полей, явно приуроченных к массивам интрузивных среднепротерозойских гранитов и иногда зональных по отношению к ним. В то же время есть данные о контроле размещения пегматитов метаморфической зональностью (на участках, где она проявлена). Кроме того, по соотношению редких элементов и составу пегматитовых жил пояс в целом имеет региональную зональность, грубо коррелирующуюся с изменением степени метаморфизма пород. Граниты представлены интрузивными многофазными массивами с гранодиоритами и граносиенитами ранних фаз и лейкократовыми гранитами главной фазы, с повышенными содержаниями редких элементов.

В эвгеосинклинальном поясе байкалид также известны проявления редкометалльных пегматитов, связанных с баргузинским гранитоидным комплексом и приуроченных к поясам развития вулканогенно-осадочных толщ, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Зональность пегматитовых и метаморфических поясов здесь не изучена. Для нас важно их размещение в богатых вулканогенным материалом эвгеосинклинальных толщах. Их проявления отмечаются и в более молодых складчатых образованиях отступающей со временем к юго-востоку эвгеосинклинальной области.

Таким образом, зональные метаморфические комплексы протерозоя в складчатом обрамлении Сибирской платформы сопровождаются крупными, также зональными пегматитовыми поясами. Зональность последних пространственно подчиняется метаморфической (региональной или контактовой) зональности. Смена типов пегматитов при развитой зональности близка для различных метаморфических комплексов: биотитовые калишпатовые пегматиты в направлении низкотемпературных зон сменяются мусковитовыми, двуполевошпатовыми, редкометалльно-мусковитовыми и альбитовыми редкометалльными. Заканчивает зональность пояса кварцевых жил. Однако степень развития того или иного типа пегматитов и их промышленная значимость в разных поясах сильно различаются.

В геохимическом плане мусковитоносные пояса характеризуются преобладающим развитием калиевого высокотемпературного первичного этапа становления магматических пегматитов и гидролиза на этапе их метасоматического преобразования. Альбитизация и редкометалльная минерализация присутствуют, но развиты слабо. В пегматитовых поясах и полях с редкометалльной специализацией калиевый этап и ранний гидролиз полевых шпатов играют небольшую роль по сравнению с широкими масштабами развития альбитизации и ликвационных альбитовых пегматитов, т. е. ведущими компонентами здесь становятся Na, Li и F. Более подвижные и кристаллизующиеся при более низких температурах богатые F альбитовые расплавы в термальном поле метаморфической зональности размещаются в более низкотемпературных зонах эпидот-амфиболитовой фации. Длительным сохранением распределения температур, достигнутых на прогрессивном этапе в метаморфическом комплексе, и обусловлен, видимо, метаморфический контроль зонального размещения пегматитов.

Чем же обусловлена различная металлогеническая специализация пегматитовых поясов? Интервал температур их формирования полностью перекрывается, только в редкометалльных полях максимум пегматитообразования смещен в низкотемпературную область. Давления при образовании метаморфических комплексов и пегматитовых серий различались значительно. Но, как показал анализ составляющих давления, эти различия обусловлены в основном не глубиной образования, а величиной сжимающих тектонических усилий и флюидного давления. Встает вопрос — в чем может быть причина разного флюидного давления и состава летучих в разных (иногда соседних) метаморфических поясах?

Анализ процессов осадконакопления и тектонического развития рассмотренных ранее районов показывает, что пегматитовые пояса с керамической и мусковитовой специализацией залегают преимущественно в терригенных и терригенно-карбонатных толщах внешнего, миогеосинклинального, пояса байкалид. Зоны устойчивых поднятий (Чуйский антиклинорий) характеризуются меньшей мощностью отложений, частыми перерывами в осадконакоплении и окислительными его условиями. В геохимическом плане формируются «сухие» толщи с низким содержанием летучих, отсутствием углистого и карбонатного вещества. Метаморфизм и складчатость в них протекают в условиях интенсивных блоковых подвижек фундамента, снимающих тектонические напряжения и снижающих флюидное давление. В результате метаморфизм, гранитизация и связанные с нею пегматиты формируются в условиях $P_{\text{общ}} \approx P_{\text{нагр}}$, при низких давлениях флюида: «сухая» гранитизация, «сухие» керамические пегматиты без метасоматических преобразований.

Для зон устойчивых опусканий миогеосинклинали характерны большие мощности терригенно-карбонатных, преимущественно осадочных толщ, накапливающихся в восстановительных условиях (обилие углистого вещества, CO_2). Анализ состава подобных толщ (патомская серия) показывает, что они в среднем намного богаче остальных изученных толщ водой и углекислотой (в среднем 4,6% в зеленосланцевой фации). Метаморфизм и складчатость в них происходят в условиях тектонического сжатия и исходного богатства растворами. Поэтому при более низких температурах достигается полная перекристаллизация пород и пластическое течение вещества, в свою очередь препятствующее уходу летучих. Это приводит к значительному росту флюидного давления в зонах амфиболитовой фации даже при более высоком стратиграфическом положении слагающих их горизонтов (Мамский синклинорий). В таких условиях происходит метаморфизм дистен-силлиманитового типа с пегматитизацией толщ, формируются мусковитоносные пегматитовые пояса.

В эвгеосинклинальных поясах и грабенах краевых поднятий накапливаются существенно вулканогенные толщи с различной примесью карбонатного и терригенного материала. Их главной геохимической особенностью является резкое обогащение натрием по сравнению с осадками миогеосинклиналей. Отношение K/Na всегда меньше единицы (в муйской толще — от 0,16 до 0,4, в Урикско-Ийском грабене — от 0,28 до 0,7). Породам свойственно низкое первоначальное содержание летучих: неизменные лавы и основные интрузии дают при анализе в среднем 0,4—0,7% потерь при прокаливании. При этом толщи должны быть относительно обогащены фтором, так как доля фтора в составе летучих компонентов лав значительно выше, чем в морских осадках (Дегенс, 1967; Уайт, Уоринг, 1965). Зеленокаменное изменение таких толщ состоит в основном в реакциях гидратации с поглощением большого количества воды и летучих, что препятствует подъему флюидного давления при метаморфизме. Поэтому даже при больших мощностях отложений (до 10—12 км нижне- и среднепротерозойских отложений в Урикско-Ийском грабене) метаморфизм происходит при низких давлениях с образованием андалузит-силлиманитовых метаморфических серий.

Интенсивная блоковая тектоника в период после главного этапа метаморфизма способствует интродуцированию толщ гранитоидными расплавами. Если для автохтонных гранитоидов миогеосинклинальной области их коровая анатектическая природа не вызывает сомнения и состав среды, вследствие плавления которой они образуются, играет решающую роль, то для аллохтонных гранитоидов грапосиенит-гранитной формации решение вопроса об источнике материала требует специального изучения, геохимического и изотопного.

Саянский комплекс по геохимическим характеристикам относится к типу агпайтовых редкометальных гранитов, производных основных

магм (Таусон, 1974). Соотношение первичных изотопов стронция для него не изучено, но для сходного акиткано-ирельского комплекса Прибайкаля эволюция величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет принять модель распространения магматического очага из гранулитово-базитового в гранитогнейсовый слой земной коры (Раннедокембрийские гранитоидные формации, 1975). Однако если в миогеосинклинальных поднятиях, где выходят ирельские граниты, перемещение очага действительно шло в гранитогнейсовые толщи, то в эвгеосинклинальной области расплавы поздних фаз формировались в толщах, относительно обогащенных Na и F. Дифференциация данных расплавов порождала пегматитовые серии, богатые альбитовыми разновидностями, со свойственной им редкометальной минерализацией. Ирельские граниты также сопровождаются редкометальными рудопроявлениями, но масштабы их невелики.

Зоны, промежуточные по составу толщ и структурному положению (Хамар-Дабанский метаморфический пояс), характеризуются промежуточными давлениями при метаморфизме и наличием всех членов пегматитовых серий, но без четко проявленной промышленной специализации. Наиболее интересен тот факт, что Хамар-Дабанский пегматитовый пояс связывают также с саянским комплексом гранитоидов (Шафеев, 1970). Но образовавшиеся в другой вмещающей среде и иной тектонической обстановке граниты имеют здесь более калиевый характер (K/Na от 1,3 до 2,8) и явную связь с областью мигматизации. Автохтонные в зонах высокой амфиболитовой фации, они явно интрузивны уже в ставролит-андалузитовой зоне.

Таким образом, специфика состава толщ, отлагающихся в разных частях складчатого пояса — на гранитном основании или океанической коре — и специфика тектонического развития структур оказывают решающее влияние на флюидный режим метаморфизма и последующего гранитообразования. При коровом происхождении гранитов эти факторы предопределяют, а при глубинном — усиливают или ослабляют их металлогеническую специализацию, обуславливая возникновение, специализацию и практическую ценность пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геол. рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.
- Дегенс Э. Г. Осадочная геохимия, М., «Мир», 1967. 263 с.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Карнов И. К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 10, с. 97—105.
- Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Режим давления летучих компонентов — главное условие формирования мусковитовых пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. М., «Наука», 1975, с. 72—76.
- Макрыгина В. А. О возрастных соотношениях пегматитов, их контактовых изменений и жильных гранитов в Мамском районе. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 164—172.
- Макрыгина В. А. Роль метаморфической зональности в размещении пегматитов и мигматитов разного состава. — В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 174—178.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—158.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 143 с.
- Паталаха Е. И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонических позиций. — «Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1971, т. 22, с. 109—130.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, «Наука», 1975. 341 с.

Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. М., ОНТИ, 1937. 189 с.

Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., «Наука», 1975. 290 с.

Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967. 698 с.

Салее М. Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 6, с. 1436—1439.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М. — Л., «Наука», 1970. 190 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.

Уайт Д. Е., Уоринг Р. А. Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 9—48.

Шаров В. Н. Геология и петрология гнейсо-мигматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции. Автореф. канд. дис., Иркутск, 1974. 24 с.

Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970. 178 с.

Шмакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами. — «Геология и геофизика», 1973, № 1, с. 125—129.

Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., «Наука», 1969. 278 с.

Althaus E. Triple point andalusite—sillimanite—kyanite. — «Contrib. Mineral. Petrol.», 1967, v. 16, N 1, p. 29—44.

В. И. КОВАЛЕНКО, А. С. ПАВЛЕНКО, Н. С. ЗАЙЦЕВ,
А. Л. ЯНШИН

Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция
АН СССР и АН МНР; Иркутск, Москва, Новосибирск

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Территория Монгольской Народной Республики характеризуется широким распространением разновозрастных магматических пород, выявление роли которых в истории геологического развития страны, а также их геохимической и металлогенической специфики имеет весьма большое научное и практическое значение. Именно поэтому петролого-геохимическое изучение комплекса вулканоплутонических пород МНР было включено в программу работ совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР уже с самого начала ее деятельности. До работ экспедиции таких исследований на территории МНР практически не проводилось. При их постановке по инициативе А. П. Виноградова и Л. В. Таусона были намечены первостепенные задачи: 1) петролого-геохимическое изучение и систематизация всех интрузивных пород МНР в связи с их ролью в процессах рудообразования; 2) специальное изучение петрологии, геохимии, структурного положения и металлоносности мезозойских интрузивных пород.

При исследованиях применялись наиболее совершенные аналитические методики, прецизионными методами производилось массовое определение в горных породах и рудах содержаний щелочных элементов, свинца, цинка, бериллия, стронция, бария, редкоземельных элементов, циркония, гафния, ниобия, тантала, золота, олова, вольфрама, молибдена (Коваленко и др., 1974; Павленко и др., 1974), привлекались радиологические определения возраста пород, изотопные методы, методы геологической термо- и барометрии, современной техники обчета и анализа геохимических данных на ЭВМ. Такой комплексный подход к решению поставленных проблем позволил уже в первых итоговых монографиях, составленных обзорных картах и других материалах экспедиции наиболее полно отразить вещественный состав геологических комплексов, их металлогеническую и геохимическую специфику.

На картах общей тектоники МНР, мезозойской и кайнозойской тектоники, составленных в масштабе 1 : 1 500 000, впервые выделены для интрузивных пород петролого-геохимические формации, а для мезозойских гранитоидов — геохимические типы, что имеет весьма большое значение для выявления перспектив поисков месторождений и общей оценки потенциальной рудоносности магматических пород (Таусон, 1973; Тектоника МНР, 1974; Мезозойская и кайнозойская тектоника, 1975).

Следует подчеркнуть, что к геохимическому изучению пород МНР были привлечены не только советские специалисты, но и национальные кадры монгольских геохимиков, в том числе сотрудники аналитической лаборатории Геологического института АН МНР. Большую научно-организационную роль в проведении и осуществлении геохимических исследований на территории МНР играл Институт геохимии СО АН СССР во главе с его директором членом-корреспондентом АН СССР Л. В. Таусоном. Под его непосредственным научным руководством в составе экспедиции плодотворно работала большая группа ученых-геохимиков этого института, занимавшаяся решением проблемы петрологии, геохимии и металлогении мезозойских интрузивных пород МНР.

В настоящей статье освещаются некоторые важнейшие итоги проведенных геохимических исследований и намечаются дальнейшие задачи, стоящие перед геохимиками.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МНР И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В результате проведенных на территории МНР исследований были изучены вещественный состав интрузивных пород и их эволюция во времени и пространстве (Павленко и др., 1974), составлена схема гранитоидных формаций МНР, положенная в основу легенды расчленения магматических пород на «Тектонической карте МНР» (Тектоника МНР, 1974). Выяснилось, что в эвгеосинклинальных зонах гранитоиды представлены только плагиогранофирами и кератофирами. В ранне- или первично-орогенный этап развития геосинклинальных систем проявлены натровые гранитоиды с широкими вариациями по кремнекислотности и основности. В поздне- или вторично-орогенный этап формацию натровых гранитоидов сменяет следующее поколение палингенных калиевых гранитоидов с огромным разнообразием фаций щелочности и появлением нефелиновых сиенитов. Вполне вероятно, что перечисленный набор петролого-геохимических формаций магматических пород образуется в основном при палингенезе пород сиалической коры в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Кроме перечисленных формаций выделена также банатитовая, приуроченная к орогенным вулканоплутоническим поясам. Для пород банатитовой формации, ведущими рудными элементами являются медь, молибден, золото, способные концентрироваться иногда вплоть до образования крупных месторождений типа Эрдентуин-Обо и Цаган-Субурга. Изучение распределения изотопов серы в различных породах и рудах рассматриваемой формации показало участие в их генезисе глубинных, мантийных, источников. Наряду с этим пространственно ассоциирующиеся с банатитами щелочные базальтоиды часто содержат включения гранулитов и эклогитоподобных плагиоклаз-пироповых пород, что подтверждает существование в зонах орогенных вулканоплутонических поясов мощной литосферы с гранулит-базитовым слоем.

Указанный ряд формаций гранитоидных пород последовательно возникает в каждую геотектоническую эпоху. На территории МНР они возникали в течение байкальской, каледонской и герцинской эпох складчатости (Тектоника МНР, 1975).

Специфической и совершенно особой является проблема формирования офиолитового магматизма, вызывающая в последнее время огромный интерес в связи с появлением гипотезы новой глобальной тектоники (Пейве, 1969; Новая глобальная тектоника, 1975; Зоненшайн и др., 1977). Геологическое и геохимическое исследование офиолитовых пород герцинских эвгеосинклинальных прогибов Южной Гоби (хр. Дзолен, Гурбан-Сайхан, Ихэ-Богдо) показало возможность сопоставления офиолитовых серий этих зон с сериями магматических и осадочных пород, слагающих дно современных океанов.

Проблематичной остается генетическая интерпретация пространственного распределения петролого-геохимических формаций на территории МНР. Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым и другими (1977) первоначально для мезозойских, а затем и палеозойских пород показано, что в каждый геотектонический этап существует смена в пространстве офиолитового магматизма гранитоидным и далее щелочным по мере удаления от эвгеосинклинальных зон к консолидированным участкам земной коры. Указанные авторы объясняют такую зональность с позиций гипотезы тектоники плит (Зоненшайн и др., 1977), придавая большую роль подкорковым источникам вещества. Несколько иную генетическую трактовку рассматриваемой зональности дали А. С. Павленко с соавторами (1974). Ими показано, в частности, что граувакки верхней части офиолитовых комплексов обогащены калием, барием и элементами-гидролизатами, из чего следует предположение о возникновении вышележащей андезит-базальтовой (островодужной) ассоциации вследствие палингенеза граувакк.

Конечно, пока сделаны первые, хотя и весьма существенные шаги в направлении петролого-геохимического изучения домезозойского магматизма МНР. Каждая из перечисленных выше формаций, несомненно, требует более детального изучения.

Особенный интерес вызывает гранитно-щелочногранитная формация, связанная с орогенным этапом развития складчатых поясов различного возраста. Распространение пород этой формации вблизи Хубсугульского фосфоритоносного бассейна приводит к выводу о возможности комплексного характера оруденения в этом районе. Здесь следует ожидать также наличия месторождений ниобия, циркония, редких земель и глинозема. Все еще остро стоит проблема петролого-геохимического изучения ультраосновного и основного магматизма МНР и оценки перспектив поисков месторождений асбеста, хромита, платины и других полезных ископаемых.

Главное же в металлогенических исследованиях в МНР в настоящее время — это вопрос о геохимической и металлогенической идентичности домезозойского и мезозойского магматизма. Ответ на него может внести ясность в возможность расширения перспектив поисков месторождений вольфрама, олова, золота, молибдена, редких элементов, флюорита и других полезных ископаемых, связанных с домезозойскими петролого-геохимическими формациями.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ, ИХ ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И РУДОНОСНОСТЬ

Особенно широко были развернуты геохимические исследования мезозойских гранитоидов МНР, с которыми связана преобладающая часть месторождений редких металлов, золота, тантала, ниобия и др. (Коваленко и др., 1974). Результаты этих работ позволили рассматривать территорию МНР как новую рудную провинцию, богатую не только традиционно известными в стране проявлениями олова, вольфрама и золота, но и такими редкими элементами, как тантал, ниобий, редкоземельные элементы, цирконий, гафний и др.

Классификация мезозойских интрузивных пород Монголии основана на выделении следующих геохимических типов: 1) габбро-диоритового, 2) гранодиорит-гранитного, 3) стандартных гранитов, 4) литий-фтористых гранитов, 5) щелочных гранитов и других пород повышенной щелочности. Важно подчеркнуть, что такая геохимическая классификация интрузивных пород далеко выходит за рамки региональной значимости. В настоящее время Л. В. Таусон (1973) обобщил имеющиеся геохимические данные по гранитоидам вообще, выделив также их геохимические типы. На основе геохимической классификации магматических пород Л. П. Зоненшайн с соавторами (1977) показали зональное распределение геохимических типов в разновозрастных магматических ареалах различных регионов Земли.

Геохимические типы мезозойских интрузивных пород, наиболее полно определяющие их вещественную характеристику и потенциальную рудоносность на различные элементы, были отображены на соответствующих тектонических картах (Тектоника МНР, 1974; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975), что сразу придало этим картам дополнительное металлогеническое звучание. По-видимому, впервые в геологической практике составлена карта геохимических типов мезозойских интрузивных пород на такую большую территорию, как МНР. Эта карта дает представление не только о пространственном распределении ранне- и поздне-мезозойских интрузивных пород на территории МНР, но только определяет их общий химический состав, но и дает представление о распределении различных редких и рудных элементов в породах и о их поведении, концентрации или рассеянии. Все эти данные имеют большое теоретическое и практическое значение, определяя потенциальную рудоносность магматических пород.

Выявлена пространственная зональность в распределении различных геохимических типов мезозойских интрузивных пород как в пределах МНР, так и на территории всего Монголо-Охотского пояса (Зоненшайн и др., 1973). Это дало возможность построить металлогеническую схему МНР на принципиально новой основе, включающей данные о пространственном и временном распределении не только месторождений и рудных точек, но и гранитоидных массивов с различной потенциальной рудоносностью (Коваленко и др., 1975). Вследствие этого расширены перспективы поисков месторождений олова, вольфрама, золота, ниобия, тантала, лития, редких земель, циркония, гафния и цезия. Важно также, что расширились не только перспективные площади, но и сам выбор рудных формаций, который прогнозируется для территории МНР. Геохимическими работами здесь были выявлены субвулканические, иногда стекловатые аналоги редкометальных танталоносных гранитов — онгониты (Коваленко и др., 1971). Их находка свидетельствует о возможности концентрирования таких элементов, как литий, рубидий, тантал, ниобий и других в процессе дифференциации магматического расплава.

Важно также выявление пояса редкометальных щелочных гранитов, псевдолейцитовых сиенитов и других щелочных пород, названного Южно-Гобийским. В Лугингольском массиве псевдолейцитовых сиенитов (Коваленко и др., 1973) этого пояса найдены карбонатные и флюорит-карбонатные жилы с богатой (до 20% TR_2O_3) редкоземельной минерализацией.

Естественно, что даже современное состояние наших знаний по рассматриваемым гранитоидам ставит перед исследователями много теоретических проблем, значение которых выходит далеко за рамки региональной геохимии МНР. Среди них в первую очередь отметим проблему происхождения гранитов в целом. До сих пор не ясно, на каком горизонте или уровне земной коры и в результате каких процессов (выплавление, гранитизация, метаморфизм) возникли гранитные магмы, давшие мезозойские граниты. Ответы на эти вопросы могли бы помочь понять, почему

данные гранитоиды имеют выдержанный состав и строгую металлогеническую характеристику на огромных площадях, включая территорию Востока СССР, МНР, Китай. Должны также привлекать внимание и вопросы, связанные с выяснением причин появления гранитоидов различных геохимических типов, с разработкой признаков потенциальной рудоносности массивов гранитоидов различных геохимических типов. Последней проблеме уделил большое внимание в своих работах Л. В. Таусон (1973).

Опыт работ Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР показывает, что наиболее полно чисто геохимические проблемы могут быть решены только в комплексе с геологическими и тектоническими работами, выясняющими условия формирования и историю развития геологических структур, глубинное строение территории Монголии, время становления гранитно-метаморфического слоя в различных структурах страны, проявление различных типов (океанической и континентальной) коры, на которой развивались эти структуры, черты сходства и различий в их строении. Сравнительно слабо изучена в тектоническом отношении территория субширотного пояса Южно-Монгольских герцинид, к которому приурочен упоминавшийся выше Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород. Только изучение структуры всей зоны в целом, ее магматизма и геохимической специфики может выяснить причины появления здесь данного пояса, ответить на вопрос, продолжаются ли в Монголию рудные пояса Рудного Алтая с его богатейшими полиметаллическими и редкометальными месторождениями, пояса Казахстана и др.

В том или ином объеме аналогичные работы необходимы в раннекаледонских и каледонских зонах Западной и Северной Монголии, герцинид Хангай-Хэнтейской зоны и т. п. Заметно сказывается на достоверности металлогенических схем почти полное отсутствие петрологического и геохимического материала по интрузивным породам Северного Хэнтея, на продолжении которого в СССР известны многочисленные месторождения полезных ископаемых.

Таким образом, изучение вещественной характеристики различных интрузивных пород МНР, разработка их геохимической классификации с целью сопоставления с рудоносными комплексами различных металлогенических провинций и эпох мира продолжает оставаться главной задачей геохимических исследований в МНР.

В заключение подчеркнем еще один аспект геохимических исследований в МНР, на котором заострял свое внимание Л. В. Таусон. Имеется в виду проблема геохимии зон глубинных разломов. Несомненно, проблема разломов имеет и общегеологический интерес для выяснения истории развития напряжений в земной коре, существовавших в различные геотектонические эпохи, и для установления пространственных и хронологических закономерностей их образования в структурах земной коры в пределах Монголии. Геохимический аспект этой проблемы важен в связи с магмоподводящей, магмогенерирующей, рудоподводящей и рудоконцентрирующей ролью многих из разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Нананов Л. М., Кудряцев Г. А., Виноградов И. В., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — *Геотектоника*, 1973, № 5, с. 3—21.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 231 с.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин П. В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометальные

гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 240 с.

Коваленко В. П., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых спенитов в МНР (первая находка). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 8, с. 38—49.

Коваленко В. П., Кузьмин М. П., Коваль П. В., Цыпук Ю. П. Геохимические типы мезозойских гранитоидов активизированных областей Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 329—334.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., «Наука», 1965.
Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Пер. с авгл. М., «Мир», 1974. 471 с.

Павленок А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 234.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, «Наука», 1973, с. 70—75.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 274 с.

П. МРАЗЕК, З. ПОУБА

Центральный геологический институт, Прага
Факультет естествознания Карлова Университета, Прага

ЖЕЛЕЗО, ВАНАДИЙ И УРАН В ПОРОДАХ ПРОТЕРОЗОЯ ЧЕШСКОГО МАССИВА

В породах протерозоя Чешского массива, содержащих фауну строматолитов, установлены повышенные концентрации железа, ванадия и урана. Связанные с названными породами концентрации железа в прошлом использовались в качестве сырья местной железоделательной промышленностью (рис. 1).

Область проявления железных руд приурочена к осадочно-вулканогенной серии пород верхнего протерозоя. Возраст вулканитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 647 млн. лет (Šmejkal, 1964). Протерозойские толщи сложены преимущественно алевролитами и граувакками с редкими прослоями известняков, углистых сланцев и содержат частные проявления микрокварцитов. Неправильные тела последних иногда размещаются вкряк слоистости пород, мощность достигает нескольких десятков метров. Среди них встречаются прослои углистых силицитов (лидитов) с кремнистыми строматолитами (алголиты) (Pacltová, Pouba, 1975).

Проявления строматолитов приурочены к щелочным вулканогенным породам спилит-кератофирового типа или же к вулканогенным микрокварцитам (силекситы). В отличие от большинства других вулканических пород Чешского протерозоя, химический состав которых характерен для ряда Фенера, полоса пород со строматолитами имеет химизм, свойственный ряду Боуэна (Fiala, 1973). Они сопровождаются преимущественно гематитовой минерализацией, в то время как в упомянутых породах ряда Фенера минерализация представлена проявлениями колчеданных сланцев или манганоферолитов. Сульфидная и окисная формы проявлений железа обусловлены различными фациальными обстановками среды осадконакопления Чешского протерозоя, первая из которых — восстановительная — преобладала в полосе колчеданных сланцев, использовавшихся в прошлом для производства серной кислоты, а вторая — окислительная — характеризовала полосу бедных гематитовых руд. Вся серия интенсивно смята в складки и прорвана гранитоидами варисского возраста (рис. 2).

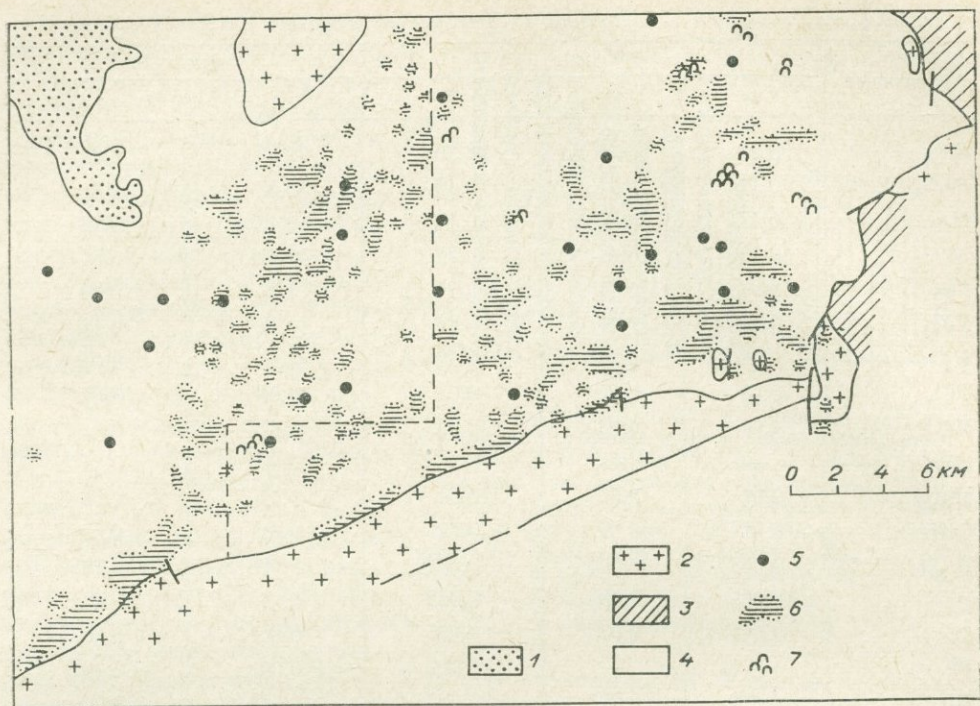


Рис. 1. Карта проявлений железных руд, строматолитов и пород с повышенной эмиссией радона в юго-западной части Чешского протерозоя (ЧССР). Штриховой линией отделен западный район, где поиски строматолитов не проводились.

1 — платформенные осадки; 2 — варисские магматические породы; 3 — палеозойские породы; 4 — протерозойские породы; 5 — месторождения железных руд; 6 — эманационные радоновые аномалии; 7 — местонахождение строматолитов.

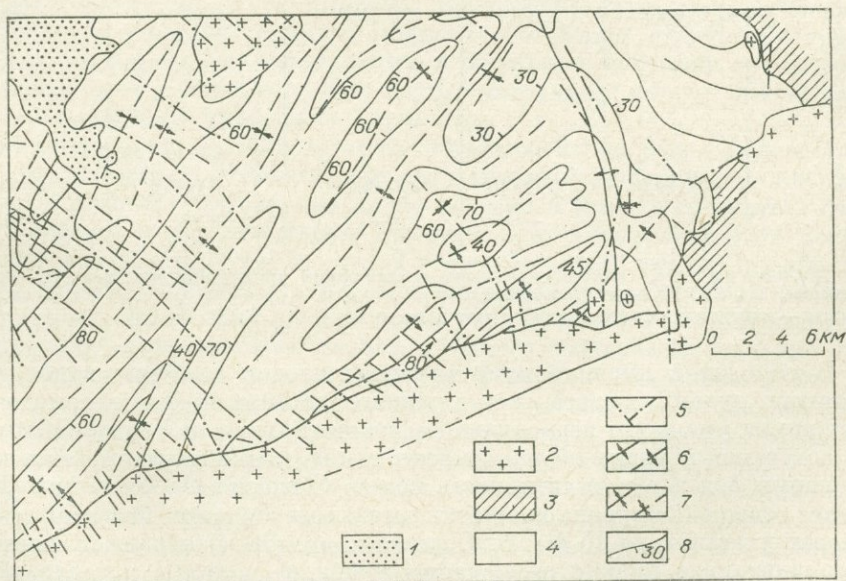


Рис. 2. Структурно-геологическая схема юго-западной части Чешского (барракиенского) протерозоя.

1 — платформенные осадки; 2 — варисские глубинные магматические породы; 3 — палеозойские породы; 4 — протерозойские породы; 5 — разломы; 6 — оси антиклинорий и антиклиналей; 7 — оси синклинорий и синклиналей; 8 — слоистость.

Химизм строматолита и силексита из Чешского протерозоя, участок Кокиши, %

Компонент	Силексит			Строматолит	
	1	2	3	1	2
SiO ₂	98,93	98,40	98,79	97,71	95,98
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,11	0,24	0,15	0,47	1,81
H ₂ O	0,19	0,28	0,18	0,42	0,73
Al ₂ O ₃	0,29	0,41	0,31	0,42	0,51
CO ₂	0,07	0,11	0,05	0,22	0,46
V ₂ O ₃	0,06	0,05	0,08	0,17	0,12
K ₂ O	0,08	0,12	0,10	0,13	0,04
TiO ₂	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02
MgO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02
BrO	—	—	—	0,02	0,01
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05
CaO	<0,01	0,02	<0,02	0,01	0,02
Na ₂ O	0,005	0,005	0,008	0,008	0,005
P ₂ O ₅	0,005	0,005	0,005	0,01	0,01
Cr	0,019	0,020	0,025	0,0032	0,0021
Pb	—	—	0,002	<0,002	<0,002
Rb	<0,002	0,002	<0,002	<0,002	<0,002
U	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Zr	0,0005	0,0005	0,0003	0,0005	0,0005
Cl	0,0004	0,0003	0,0003	0,0004	0,0005
Sb	0,0001	0,0001	0,0001	0,00025	0,0003
La	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Yb	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001
Th					
Cs					
Co					
Hf	<0,00001	<0,00001	<0,00001	<0,00001	<0,00001
Sc					
Lu					
Eu	—	—	—	0,21	0,23
C _{орг}					

Примечание. Окислы определены классическим химическим методом; U — колориметрически, Th, Zn, Pb — рентгеноспектральным методом, C_{орг} — на аппарате Леко, остальные элементы — нейтронным активационным анализом.

В породах с проявлениями строматолитов и особенно в породах с окисными рудами железа, как правило, устанавливаются повышенные содержания урана (до нескольких десятков граммов на тонну). Повышенные содержания урана обуславливают также повышенные эманационный радоновый фон и гамма-активность пород. Согласно М. Матолину (1970), среднее содержание урана в лититах составляет 3γ/г при повышении в отдельных участках до 15 γ/г В. Боушка и др. (1974) обращают внимание на сравнительно низкие содержания урана и тория в протерозойских сульфидных рудах месторождения Хвалетице (U = 3,7 γ/г, Th = 4,1γ/г), что, вероятно, соответствует средним содержаниям обоих элементов в эвксинской фации Чешского протерозоя, характеризующейся аномально высокими концентрациями серы, марганца и фосфора.

Повышенные содержания ванадия отмечены лишь в нескольких участках, характер его площадного распределения систематически не изучался. Результаты геохимических работ показали, что существует отчетливая разница между содержаниями ванадия в протерозое (особенно в силицитах) и в гранитоидах — в протерозое значительно выше. Согласно В. Дубанской (1974), пределы содержания ванадия в силицитах составляют 0,01—0,035%. Повышенное содержание V в допалеозойских формациях общеизвестно, а его концентрации в строматолитовых горизонтах Чешского протерозоя приближаются к показателям промышленных ванадиевых руд (Pouba, 1974). В строматолитах большая часть ванадия, вероятно, связана с органическим компонентом, но это проявлено неотчетливо. Как показывают анализы строматолитов (см. таблицу), содержание в них органической составляющей незначительно, а содержание окислов ванадия сравнительно высоко (десятые доли процента, рис. 3).

Ассоциация железа, ванадия и урана не является чем-то необычным; ее можно объяснить как характерными условиями зоны гипергенеза, так и тем, что при более высоких температурах гипогенной зоны они образуют совместные равновесные системы. Труднее объяснить происхождение этих элементов и их историю, предшествующую возникновению отмеченной ассоциации. Все три элемента, особенно ванадий и уран, способны при определенных условиях к обширной миграции и перераспределению. Этот фактор в данном случае затрудняет точное объяснение железистая ассоциации указанных элементов.

Что же касается железа, то пробы протерозойских руд и железистых силицитов-джеспилитов показывают, что концентрированный в кварцевой породе гематит был первоначально рассеян в темных силицитах (лидитах), образуя в них первичную примесь. Темный пигмент этих пород на первый взгляд представляет собой вещество органического происхождения, в действительности это нередко тонкодисперсные окислы железа. Хотя известна небольшая подвижность гидроокислов и окислов железа, подобную закономерность нельзя считать всеобщей. Переходные зоны с промежуточными концентрациями гематита свидетельствуют о том, что миграция проявилась уже во время диагенеза и, вероятно, позже под влиянием метеорных вод в теплом климате, который, очевидно, существовал в разные эпохи (последний раз в третичный период).

Первичное происхождение тонкодисперсного гематита отчетливо доказывают образцы кремнистых пород, в которых присутствует силицит «джеспилитового» типа, инъецированный вулканическим или гидротермальным силекситом, содержащим зерна пирита. При этом силексит является составной частью протерозойского вулканического комплекса. В некоторых участках видно, что силексит замещает гематитовый силицит и гематит, обособляясь в виде пятен. Очевидно, что гематит и пирит в протерозое — первичные компоненты, проявления которых связаны с

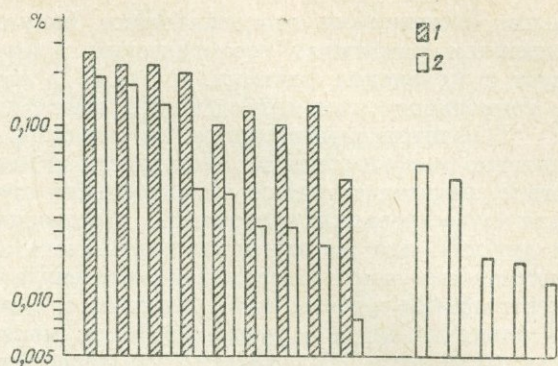


Рис. 3. Гистограмма взаимосвязности содержания ванадия и органического компонента в строматолитовых силицитах. Пробы приведены в соответствии со снижением содержания V_2O_5 . Органическая составляющая представлена углеродом, сгорающим при $500^{\circ}C$. В правой части приведена гистограмма содержания ванадия в силекситах, в которых органический углерод не установлен даже в следах.

1 — С органический; 2 — V_2O_5 .

двумя различными геологическими фациями, часто сближенными под влиянием различных геологических причин. Пирит обычно присутствует в кварцевых сланцах, а также в темных силицитах (стяжениях) с тонкодисперсным органическим веществом.

Гематитовая минерализация проявлена там, где имелись строматолитовые колонии, или же поблизости от них. По-видимому, его присутствие свидетельствует об окислительной среде, которая была необходима для существования организмов, строивших строматолиты (а возможно, и других), или же эта среда создавалась самими организмами. В целом несомненно, что протерозой характеризуется аномально высокими концентрациями железа, проявленными в окисной или сульфидной форме. Условия в Чешском протерозойском море были преимущественно восстановительные. Только там, где море было очень мелким, например в областях подводных вулканических хребтов, или же поблизости от берегов, восстановительные условия осадконакопления сменялись окислительными, где и образовывались окислы железа.

Ранее лимиты считались породами относительно глубоководных условий, что, однако, не безусловно. Некоторые лимиты содержат внутриформационные конгломераты, свидетельствующие о близости более мелководной среды, континентального шельфа или, скорее, вулканического или тектонического порога. Доказано (Pacltová, 1974), что лимиты, содержащие конгломераты и дисперсный гематит, имеют органогенное (биогермное) происхождение. Это подтверждает существование более мелководных полос в протерозойском бассейне и условий концентрации окисных форм железа.

На некоторых участках видно, каким образом могли возникать такие условия. В восстановительных условиях осадконакопления эвксинского типа на участках скопления вулканического пепла морских извержений образовывался конус или хребет, на котором осаждались ламинарные силициты, являвшиеся, вероятно, результатом деятельности микроорганизмов. Вокруг таких участков создавалась окислительная среда осадконакопления, и силициты содержат тонкодисперсный гематит. В самых мелководных местах формировались скопления строматолитов. Неспokoйные условия осадконакопления и тектонические подвижки приводили к разрыву строматолитовых покровов, на обломках которых нарастали следующие колонии. Тектонически неспокойный период завершался, вероятно, извержениями, строматолиты дробились на обломки и цементировались зеленоватой кремнистой массой с относительно высоким содержанием хрома (вероятнее всего, вулканическим стеклом). При диагенезе сформировавшихся таким образом осадков под воздействием внутриформационных вод начинался первый этап миграции железа, который затем повторялся под влиянием метеорных вод, после выхода слоев на поверхность. Перераспределению железа содействовала тектоника, создавшая пути для миграции.

Строматолитовые биогермы, развитые вблизи термальных источников, окаймлены на расстоянии около 5 км породами с повышенным эманированием радона. Проявления урановой минерализации не связаны ни с дизъюнктивными нарушениями, ни с положением полос отдельных пород. Проявлена лишь пространственная связь строматолитов и гидротермальных силекситов, которые непосредственно связаны с окисными рудами железа (рис. 4).

Хорошо известно, что щелочные магматогенные породы и метасоматиты разного возраста обычно характеризуются повышенными (вплоть до аномальных) содержаниями урана и ванадия. Их концентрации увеличиваются с повышением содержания SiO_2 , K и Na. Поэтому можно предположить, что повышенные концентрации урана и ванадия в Чешском протерозое обусловлены эндогенным привнесом этих элементов в связи со щелочными вулканидами и их термальными дериватами.

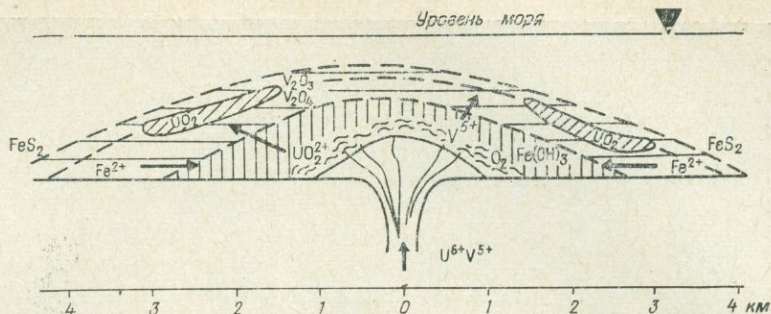
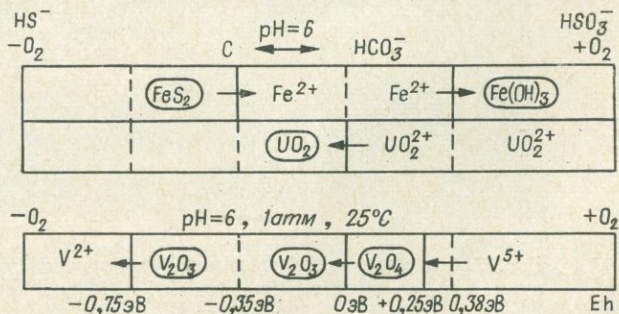


Рис. 4. Схема формирования геохимического барьера в районе субмаринного гидротермального источника.

Одновременно со щелочным вулканизмом и выделением сопровождающих его субмаринных терм в отдельных участках под воздействием микроорганизмов локально формировалась экзотическая для данного геологического периода геохимическая среда с повышенным парциальным давлением кислорода. В окислительной среде строматолитового биогеома комплексные ионы U^{6+} и V^{5+} могли принять участие в постройке биофорических структур, характерных для колонии водорослей (рис. 6, 7). Указанные комплексные ионы существовали в водных растворах вплоть до геохимического барьера, обусловленного сменой сред. Другое положение создавалось, вероятно, на границе окисной и восстановительной среды, куда из области развития водорослей мигрировали Fe^{2+} , и наоборот, из областей вулканизма и биогеома — U^{6+} и V^{5+} (рис. 4, 5). Противоположно направленный привнос с обеих сторон геохимического барьера названных элементов осуществлялся либо диффузией растворов, либо, что вероятнее, частыми изменениями потоков растворов, под влиянием пульсаций терм или же действия приливов и отливов. В зависимости от многих физических и химических факторов Fe^{2+} окислялось до Fe^{3+} и, с другой стороны, U^{6+} и V^{5+} восстанавливались до U^{4+} , V^{3+} и V^{4+} , соединения которых трудно растворимы (Garrels, 1960). Названные элементы могли воздействовать на взаимное осаждение путем участия в реакции или же каталитически. В качестве примера можно привести реакцию $(UO_2)^{2+} + 2Fe^{2+} + 3H_2O \rightarrow UO_2 + Fe_2O_3 + 6H^+$.

Известно также, что ионы Fe^{2+} и V^{3+} действуют каталитически при восстановлении уранилового иона сероводородом (Garrels, 1953). Таким образом, около центров, продуцировавших кислород и представлявших замкнутые окислительные ячейки, возникали зоны окисных руд железа, ванадия и урана. Условия их осаждения из растворов изучали помимо Р. М. Гаррелса (1960) также И. Д. Хем (1961), Л. С. Евсеева и А. И. Перельман (1962), причем некоторые полученные нами сведения были затем применены к процессам развития осадочно-эпигенетических руд в континентальных условиях. Закономерностями осаждения железных, вана-

Рис. 5. Стабильность ионов и соединений Fe, V, U в геохимическом барьере (откорректировано по И. Д. Хему, 1961, и Р. М. Гаррелсу, 1960).



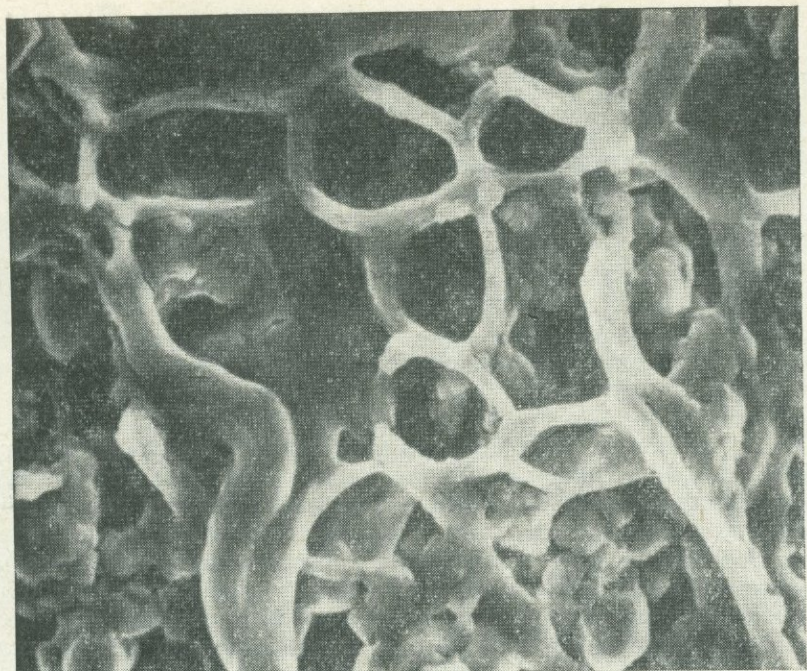


Рис. 6. Сканированный снимок протерозойского кремнистого строматолита с содержанием V_2O_3 — 1700 γ/g , U — в среднем 10, Cr — 32 γ/g . Участок Кокшин. Снимок П. Парис — И. Бурда. Увел. 8400.

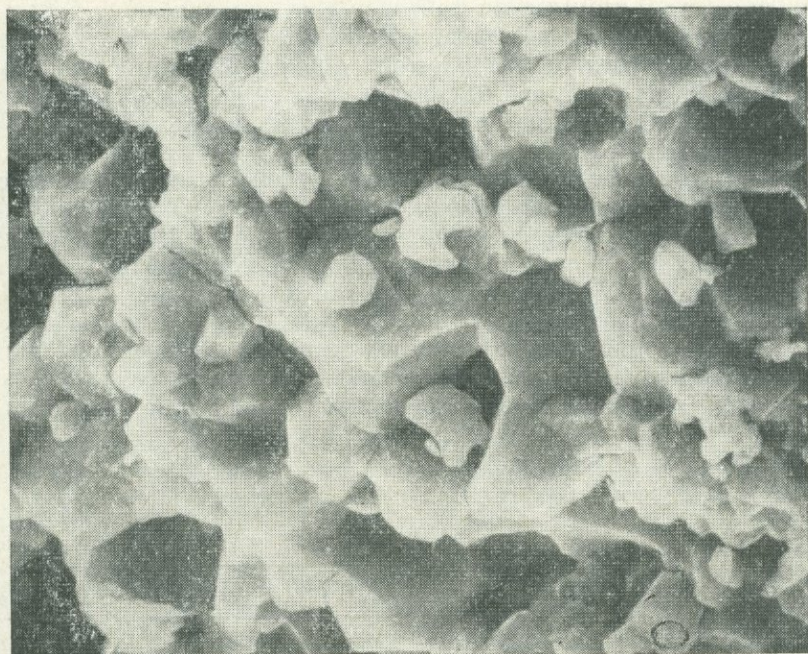


Рис. 7. Сканированный снимок гидротермального силексита с содержанием V_2O_3 — 600 γ/g , U — 10, Cr — 190 γ/g . Участок Кокшин. Снимок П. Парис — И. Бурда. Увел. 3200.

дневых и урановых руд можно также объяснить развитие оруденения в протерозойском море, тем более что под влиянием определенных, позже уже не повторяющихся условий распределения кислорода изменение восстановительно-окислительного потенциала на геохимическом барьере проявляется достаточно четко.

Условия рН, указанные на диаграмме (рис. 5), соответствуют тем предположениям о кислотности среды, которые были выделены на основании анализа палеонтологических условий для жизни строматолитов Чешского протерозоя Б. Пацлтовой (Pacltova, Prouba, 1975). Сформировавшаяся Fe, V, U минерализация протерозойского возраста в последующие геологические периоды испытывала воздействие эндогенных и экзогенных процессов.

В период варисского орогенеза складчатый комплекс протерозоя был интродуцирован гранитоидами, расплавы которых, возможно, возникли в результате гранитизации самих пород протерозоя либо частично ассимилировали последние. В результате этого магма местами была обогащена ураном. Ее последующая дифференциация привела к формированию обогащенных ураном постмагматических флюидов, которые обусловили гидротермальную минерализацию, приуроченную к тектоническим дислокациям в зоне контактов гранитных интрузий. Не исключено также, что более поздняя гематитовая минерализация — продукт магматического перераспределения железорудной минерализации протерозойских толщ.

Рассмотренные седиментогенные и эндогенные процессы, определившие возникновение первичного железо-ванадиевого и уранового оруденения, реконструируются с трудом, так как породы в период от карбона по настоящее время неоднократно подвергались глубокому выветриванию в гумидных условиях до семиардных. В гипергенных условиях в большей мере, чем ранее, проявились разная растворимость руд метеорными водами и сорбционные процессы, в особенности сорбция урана органическим веществом, окислами железа и глинистыми минералами. Следствием этого является деформация первичной зональности оруденения вокруг центров протерозойской генерации кислорода, которая видоизменилась применительно к стабилизированному рельефу территории, с образованием гидрохимических аномалий урана и радона в пониженных участках поверхности, охватывающей области окислительной среды осадконакопления.

В обогащенных ураном толщах возникает обширная, местами классически развитая вторичная вертикальная зональность уранового оруденения:

а) до глубины 5—20 м зона урановых слюд, концентрирующихся в области выветривания пород с благоприятными физико-химическими условиями;

б) в интервале 20—50 м — зона полного выщелачивания;

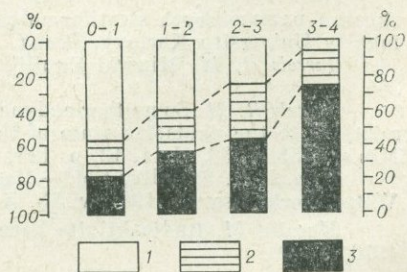
в) зона с регенерированными и реликтовыми урановыми чернями;

г) нижняя зона первичного оруденения.

Эта зональность подробно рассмотрена на ряде урановых месторождений преимущественно советскими авторами (например, Мелковым,

Рис. 8. Концентрация урана в осадках Индийского океана (Бострем, Фишер, 1971). Наибольшее количество U концентрируется в осадках из области активных вулканических полос.

1 — бассейны без вулканической деятельности; 2 — области шельфа и полупелагические; 3 — полосы активного вулканизма.



Пухальским, 1957; и др.). Деградации первичного оруденения способствовала также существенно окислительная среда, возникшая в результате выветривания пиритизированных пород.

Несмотря на явные вторичные изменения, связанные с миграцией Fe, V, U, известны также геологические доказательства первичной концентрации указанных элементов в породах, возникающих при подводной вулканической деятельности.

Показано (Boström, Fischer, 1971), что в области океанической коры Индийского океана Fe, V, U в настоящее время концентрируются прежде всего в активной вулканической зоне (рис. 8). Стекловатые кварцевые породы в вулканитах способны сохранять первоначальное содержание урана и тория, которые в дегидратированном стекле становятся мобильными только после его перекристаллизации и механического нарушения (Rosholt e. a., 1971). Поэтому если железо, ванадий и уран были действительно мобилизованы из вулканитов и силекситов Чешского протерозоя, это могло осуществиться лишь после предварительной структурной деформации вулканитов в два этапа: при диагенезе и позже, при выветривании. Миграция элементов была пространственно ограничена геохимическим барьером, существовавшим в области смены окислительной и восстановительной сред, а также явлениями сорбции.

Ввиду сравнительно небольшого количества в силикатах тория ($Th/U = 1$) представляется, что определенная часть его могла быть получена из более молодых геологических формаций. Количество тория в силикатах, отличающегося невысокой подвижностью, очевидно, сохранилось в первоначальном объеме. Так как Th/U отношение в вулканических кварцевых стеклах в большинстве случаев равно 3—4 (Rosholt, 1971), можно предполагать, что часть его была сорбирована органикой и другими сорбентами, содержащимися в кварцевой массе.

Итак, можно предполагать, что рассмотренная рудная ассоциация эндогенного происхождения, несмотря на сложную геологическую историю региона, в общих чертах сохранилась в пределах первоначальной площади ее возникновения и образует в Чешском протерозое самостоятельную металлогеническую область.

ЛИТЕРАТУРА

- Есеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962. 239 с.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957. 219 с.
- Boström K., Fisher D. E. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian ocean sediments.— «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 11, N 2, p. 95—98.
- Bouška V., Pačesová M., Jellinek E. Uran, thorium a vzácné zeminy v proterozoických horninách ložiska Chvaletice. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (II).— In: Ústav geol. věd přírodovědecké fakulty University Karlovy. Praha, 1974, 72—89.
- Dubanská V. Geochemie bulžníků z oblasti Českého masívu. Kand. diz. práce, Vysoká škola báňská. Ostrava, 1974, 1—180.
- Fiala F. Fennerovské trendy v proterozoických vulkanitech. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (I).— In: Ústav geol. věd přírodovědecké fakulty University Karlovy. Praha. 1973, 11—24.
- Garrels R. M. Mineral Equilibria at low temperature and pressure. N. Y., 1960. 254 p.
- Garrels R. M. Some thermodynamic relations among the vanadium oxides and their relations to the oxidation state of the uranium ores of the Colorado Plateau.— «Amer. Min.», 1953, v. 33, N 11, 12, p. 1251—1265.
- Hem J. D. Stability field—diagrams as aids in iron chemistry studies.— «J. Amer. Water Works Assoc.», 1961, v. 53, N 2, p. 211—232.
- Matouš M. Radioaktivita hornin Českého masívu. — «Ústřední ústav geologický», 1970, 1—99.

Pacltová B., Pouba Z. K otázce původu proterozoických stromatolitů v Barrandienu. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (III).— Ústav geol. věd přírodovědecké fakulty University Karlovy. Praha, 1975, 25—58.

Pacltová B. K otázce stáří proterozoika Českého masívu a vzniku bulizníků. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (II).— In: Ústav geol. věd přírodovědecké fakulty University Karlovy. Praha, 1974, 133—142.

Pouba Z. Chemismus stromatolitických silicitů v českém prekambriu. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (II).—In: Ústav geol. věd přírodovědecké fakulty University Karlovy. Praha, 1974, 122—133.

Rosholt J. N., Prijana, Noble D. C. Mobility of uranium and thorium in glassy and crystallized silicic volcanic rocks.— «Econ. Geol.», 1971, v. 66, N 7, p. 1061—1069,

Šmejkal V. Absolutní stáří některých granitoidů a metamorfitů Českého masívu. stanovené K—Ar metodou.— «Sbor. Ústr. úst. geol. ř. G», 1964, 4, 121—136.

IV. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ

В. Н. АНФИЛОГОВ, И. Б. БОБЫЛЕВ, Г. И. БРАГИНА

Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УНЦ АН СССР

ВОПРОСЫ ФИЗИЧЕСКОЙ ХИМИИ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

В 1973 г. нами была предложена ионно-молекулярная модель строения силикатных расплавов, основанная на принципах равновесной поликонденсации (Анфилогов, 1973). В дальнейшем на ее основе разработан механизм растворения воды и рассмотрена природа ликвации силикатных расплавов (Анфилогов, Кадик, 1973; Анфилогов, 1975). В настоящей работе излагается дальнейшее развитие ионно-молекулярной модели, ее термодинамические следствия и приложение к описанию электропроводности силикатных расплавов.

1. Полимерные равновесия в силикатных расплавах. В основе ионно-молекулярной модели лежит предположение о существовании в силикатных расплавах двух типов структурных единиц: квазимолекулярных силикатных структурных форм и ионов металла и кислорода, не входящих в эти формы и составляющих свободную окись металла в ионизированном состоянии. Квазимолекулы в широком интервале составов могут быть описаны общей формулой $M_nSi_mO_{3m+1}$, где $n = 2(m + 1)$ для одновалентных катионов и $n = (m + 1)$ для двухвалентных катионов. Размеры квазимолекул в зависимости от содержания кремнезема в расплаве варьируют в широких пределах, и концентрация каждого типа частиц находится в соответствии с законом распределения (рис. 1) (Анфилогов, 1973):

$$N_m = [(2m)! / (m + 1)! m!] \alpha^{m-1} (1 - \alpha)^{m+1}, \quad (1)$$

где N_m — мольная доля квазимолекул с числом структурных единиц (тетраэдров SiO_4), равным m , α — степень поликонденсации расплава.

Средний молекулярный вес квазимолекул описывается уравнением:

$$\bar{M} = \bar{M}_0 / (1 - \alpha),$$

где \bar{M}_0 — молекулярный вес одного звена полимерной цепи квазимолекулы. Зависимость \bar{M}_0 от состава расплава для системы $PbO - SiO_2$ приведена на рис. 2.

Термин «квазимолекулярные структурные формы» использован нами в связи с тем, что эти формы — менее устойчивые образования, чем молекулы, что выражается в меньшем времени их жизни в качестве обособленных структурных единиц расплава. Время жизни квазимолекул можно определить из следующих соображений. Наиболее слабым элементом квазимолекул является связь

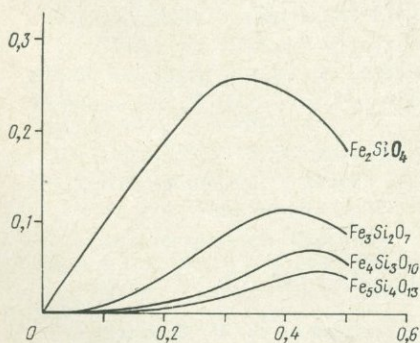


Рис. 1. Распределение силикатных молекул по размерам для расплавов системы $FeO - SiO_2$. По оси абсцисс $N_{M_nSi_mO_{3m+1}}$, по оси ординат N_{SiO_2} .

металла с атомами кислорода кремнекислородных тетраэдров. Частота разрывов этих связей и будет определять продолжительность существования квазимолекул. Согласно кинетической теории жидкости, это время (Френкель, 1958)

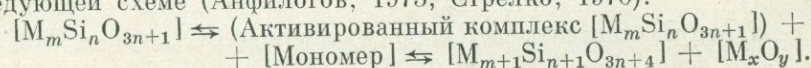
$$\tau = \tau_0 \cdot e^{U/KT} \quad (2)$$

где τ_0 — период собственных колебаний атомов около положения равновесия, равный 10^{-13} с (Френкель, 1958), U — энергия, необходимая для отрыва катиона металла от квазимолекулы. Легко показать, что величина U равна энергии активации самодиффузии катионов металла, которая для различных катионов колеблется в пределах 10—70 ккал/моль (Есин, 1970). Ниже приведены значения $\lg \tau$ при $T = 1500\text{K}$ при различных значениях U :

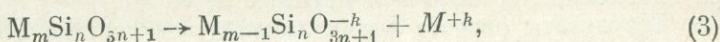
$U \dots$	70	60	50	40	30	20	10 (ккал/моль)
$\lg \tau \dots$	11,5	10,1	8,6	7,1	5,7	4,3	2,8

Эти величины соизмеримы с временем жизни таких молекул, как, например, Cl_2 , имеющих энергию диссоциации $D_0 = 57,2$ ккал/моль.

Реакция поликонденсации с участием квазимолекул осуществляется по следующей схеме (Анфилогов, 1973; Стрелко, 1970):



Важной особенностью квазимолекулярных силикатных структурных форм является их способность к частичной диссоциации, которая может быть описана следующим уравнением:



где k — заряд катиона. Диссоциация квазимолекул представляет собой ступенчатый процесс и предполагает наличие в расплаве полианионов типа $M_{m-q} Si_n O_{3n+1}^{-p}$ и избытка относительно анионов O^{-2} катионов металла M^{-k} , которые выступают здесь как противоионы (Тенфорд, 1965). Принцип равной реакционной способности функциональных групп, лежащий в основе теории поликонденсации, позволяет предполагать, что степень диссоциации квазимолекул и плотность заряда на возникающих полианионах не будут зависеть от их размеров. Это подтверждается независимостью констант первой и второй ступени диссоциации кремневых кислот от соотношения в них воды и SiO_2 (Айлер, 1959).

В заключение этого раздела рассмотрим еще одну важную особенность строения силикатных расплавов. При любой трактовке строения силикатных расплавов (ионной или ионно-молекулярной), свободную энергию любой структурной единицы расплава можно представить как сумму элементарных вкладов свободной энергии каждого элемента этой структурной единицы. Это вытекает из принципа построения силикатных структурных единиц из однотипных элементов SiO_4 , независимо от того, имеют ли эти единицы цепочечную, кольцевую или каркасную структуру, являются ли они квазимолекулами или полианионами.

Квазимолекулы с числом элементов n и $n+1$ становятся эргетически почти неразличимыми. Это делает невозможным существование в расплаве квазимолекул (или полианионов) с определенным чис-

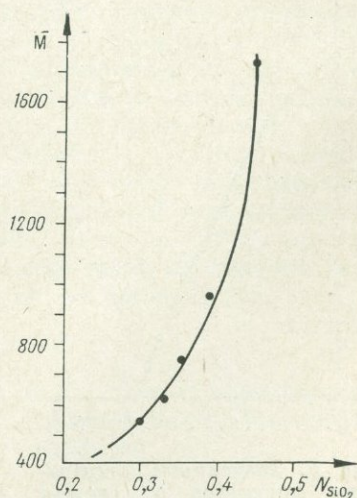


Рис. 2. Зависимость среднего молекулярного веса от состава расплава для системы PbO-SiO_2 .

лом структурных элементов, обладающих устойчивостью, повышенной по сравнению с другими, аналогичными по структуре квазимолекулами. Единственное исключение из этого правила следует сделать для кольцевых структур с небольшим числом тетраэдров SiO_4 , повышенную устойчивость которых можно объяснить близостью величин углов кольца к углам связи между атомами кислорода в тетраэдрах SiO_4 . В связи со сказанным выше вывод О. А. Есина о повышенной устойчивости аниона $\text{Si}_{18}\text{O}_{48}^{24-}$ (Есин, 1974) по сравнению, например, с анионами $\text{Si}_{17}\text{O}_{46}^{24-}$ или $\text{Si}_{19}\text{O}_{50}^{24-}$ нельзя признать корректным.

2. Криоскопия силикатных расплавов. Ионно-молекулярная модель строения расплавов позволяет рассчитывать линии ликвидуса бинарных систем в интервале составов от чистой окиси металла до ближайшей эвтектики. Для этого расплав необходимо рассматривать как раствор квазимолекулярных форм в свободной окиси металла. Концентрация растворителя C_{MO} в этом растворе определяется по уравнению (6) или (18) (Анфилогов, 1973), а содержание растворенных квазимолекул из соотношения (Анфилогов, 1973)

$$C_{\text{MO}} + \sum N_x = 1.$$

Линия ликвидуса рассчитывается по уравнению Шредера — Ван Лаара

$$\ln C_{\text{MO}} = (\Delta \bar{H}_{\text{MO}}/RT) (1/T - 1/T_0),$$

где ΔH_{MO} — теплота плавления чистой окиси металла, T_0 — температура плавления чистой окиси металла.

Результаты расчета линии ликвидуса в системе $\text{PbO} - \text{SiO}_2$ (рис. 3) имеют хорошее совпадение с экспериментальными точками (Кракау и др., 1949).

Криоскопия расплавов наиболее однозначно определяет число частиц, возникающих при взаимодействии компонентов. Расчеты, выполненные для системы $\text{PbO} - \text{SiO}_2$, свидетельствуют о том, что диссоциацией квазимолекул в пределах точности экспериментальных данных можно пренебречь. В противном случае кривая ликвидуса определялась бы содержанием ионов свинца, а не величиной C_{MO} .

Интересные результаты дает криоскопия расплавов в системах $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO} - \text{NaCl}$ и $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO} - \text{Na}_2\text{SO}_4$, если в качестве растворителя использовать расплавы $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$. Эти системы отличаются отсутствием взаимодействия между силикатным расплавом и соевыми компонентами, о чем свидетельствуют широкие области несмесимости. NaCl и Na_2SO_4 добавляют в систему один дополнительный ион (Cl^- или SO_4^{2-}) и при отсутствии взаимодействия между компонентами криоскопические константы для этих солей должны быть равными и иметь минимальное значение. Экспериментально получены следующие величины: $\text{Na}_2\text{SiO}_3 - \text{NaCl} - 82,5^\circ$; $\text{Na}_2\text{SiO}_3 - \text{NaSO}_4 - 83^\circ$; $0,4 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 0,6 \text{ SiO}_2 - \text{NaCl} - 74,6^\circ$; $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 - \text{NaCl} - 78,5^\circ$; $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - 78,3^\circ$. Теоретические величины криоскопических констант для расплавов Na_2SiO_3 и $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ имеют значения 43,7 и 56,3°. В связи с тем, что ассоциация частиц NaCl и Na_2SO_4 в расплавах $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ отсутствует и молекулярные веса этих солей равны теоретическим, увеличение криоскопической константы мож-

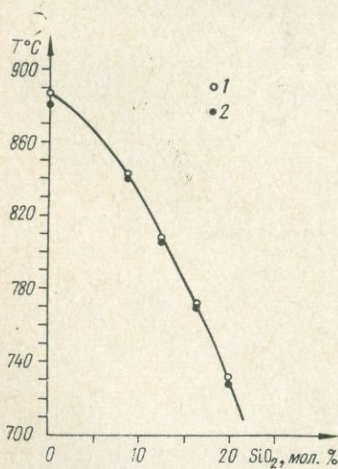


Рис. 3. Зависимость температуры ликвидуса от состава расплава для системы $\text{PbO} - \text{SiO}_2$.

1 — экспериментальные точки; 2 — рассчитанные.

но объяснить только полимеризацией силикатных компонентов расплавов. Истинный молекулярный вес этих компонентов, очевидно,

$$M_u = (\Theta_{\text{экср}}/\Theta_{\text{теор}})M_T,$$

где M_T — теоретическое значение молекулярного веса силиката. Рассчитанные таким образом значения M_u для расплавов $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $0,4 \text{ Na}_2\text{O}-0,6\text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O}-2\text{SiO}_2$ соответственно равны 230, 237 и 254. Величину $\Theta_{\text{теор}}$ для состава $0,4 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 0,6 \text{ SiO}_2$ определяли из следующих соображений. Для близких по конституции расплавов энтропия плавления

$$\Delta S_{\text{пл}} = \Delta H_{\text{пл}}/T_{\text{пл}}$$

должна быть постоянной величиной. Для расплава Na_2SiO_3 и $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ она соответственно равна 7,56 и 7,41. Величина $\Delta H_{\text{пл}}$ для метасиликата принята равной 10,3 ккал/моль (Брицке и др., 1949). Отсюда, зная $T_{\text{пл}}$ состава $0,4 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 0,6 \text{ SiO}_2$ и величину $\Delta S_{\text{пл}}$, находим энтальпию плавления, необходимую для расчета $\Theta_{\text{теор}}$. Расчет дает для состава $0,4 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 0,6 \text{ SiO}_2$ $\Theta_{\text{теор}} = 47,8^\circ$.

Полученные из криоскопических данных величины молекулярного веса свидетельствуют о незначительной полимеризации структурных элементов расплава — $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$. Активность Na_2O в этих расплавах также чрезвычайно мала (Charles, 1967). Следовательно, все ионы кислорода в них связаны в тетраэдры SiO_4 , имеющие незначительную степень полимеризации, и расплав $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ является типичной ионной жидкостью.

3. Электропроводность силикатных расплавов. Ионно-молекулярная модель строения силикатных расплавов предполагает, что электропроводность расплава при достаточной прочности квазимолекулярных форм полностью обеспечивается свободной окисью металла, которая существует в расплаве в диссоциированном состоянии.

В соответствии с этим удельная электропроводность при униполярной проводимости будет описываться уравнением

$$\kappa = k \cdot C_{\text{МО}} \cdot U, \quad (4)$$

где U — подвижность катионов металла, k — константа. Механизм электропроводности в такой ионно-молекулярной системе будет осуществляться путем активированных скачков катионов металла из одного кислородного анионного окружения в другое в направлении градиента потенциала. Катионы металла, связанные в квазимолекулярные формы, в переносе тока участвовать практически не будут. Для определения подвижности катионов чрезвычайно важной является отмеченная в первом разделе особенность, согласно которой плотность заряда на полианионах, возникающих при диссоциации квазимолекул, не зависит от размера последних. В этих условиях квазимолекулы и полианионы будут представлять собой среду с постоянным коэффициентом трения, в которой перемещаются катионы металла, составляющие свободную окись металла. Подвижность катионов при соблюдении этих условий будет величиной постоянной независимо от состава расплава, и уравнение (4) можно записать так:

$$\kappa = A \cdot C'_{\text{M}_x\text{O}_y}. \quad (5)$$

Для расчета по уравнению (5) необходимо определить концентрацию свободной окиси металла, выраженную в молях на кубический сантиметр, а для этого нужно знать молекулярный объем расплава:

$$\bar{V} = \bar{V}_1 N_1 + \bar{V}_2 N_2,$$

где \bar{V}_1 и \bar{V}_2 — молекулярные объемы, N_1 и N_2 — мольные доли свободной окиси металла и силикатных квазимолекул. Величину \bar{V}_2 нельзя

Электропроводность расплавов в системе $PbO - SiO_2$, $T=1000^\circ C$

Молярная доля PbO в системе	Молярная доля свободной PbO	Молярный объем расплава $\bar{V} + \Delta V$	$C' \times 10^2$, моль/см ³	κ , Ом ⁻¹ ·см ⁻¹	$\mu = \kappa / (C' - C'_0)$, Ом ⁻¹ ·см ⁻¹ ·моль ⁻¹
1,0	1,0	29,8	3,46	3,500	103,0
0,95	0,93	30,8	3,02	3,080	104,0
0,90	0,85	31,9	2,66	2,780	106,9
0,85	0,76	33,4	2,28	2,370	106,8
0,80	0,66	35,0	1,86	1,980	108,2
0,75	0,51	36,5	1,40	1,480	110,4
0,70	0,43	38,2	1,13	1,020	95,3
0,65	0,31	40,4	0,77	0,644	93,5
0,60	0,21	42,9	0,49	0,476	110,7
0,55	0,15	45,9	0,33	0,326	120,7
0,50	0,11	49,8	0,22	0,198	123,8
0,45	0,085	54,7	0,16	0,076	76,0

Примечание. $C_0 = 0,06 \cdot 10^{-2}$ моль·см⁻³.

определить, если неизвестны точные значения среднего молекулярного веса квазимолекул. Однако нетрудно доказать, что молекулярный объем расплава пропорционален величине $(\bar{V}_1 + \Delta V)$, где ΔV — приращение объема расплава при растворении в 1 моле свободной окиси металла x молей SiO_2 :

$$\bar{V} = k(\bar{V}_1 + \Delta V).$$

Объемная концентрация свободной окиси металла также пропорциональна величине $C' = N_1 / (\bar{V}_1 + \Delta V)$, которая может использоваться при расчете по уравнению (5) как величина, эквивалентная истинной объемной концентрации.

Если справедливы сделанные выше предположения о подвижности ионов металла, мы должны получить линейную зависимость κ от C' . Можно ожидать, что график $\kappa = f(C')$ будет пересекать ось концентраций в точке, где $C \neq 0$. Это обусловлено тем, что функция $\kappa = f(C')$ в точке $C' = C_0$ имеет излом, начиная с которого электропроводность расплава стремится к электропроводности гипотетического расплава SiO_2 , экстраполированной до данной изотермы. Поэтому уравнение (5) правильнее записать следующим образом:

$$\kappa = k(C' - C'_0). \quad (6)$$

На рис. 4, 5 и в табл. 1 приведены результаты расчета по уравнению (6) и молярной электропроводности для системы $PbO-SiO_2$. Данные по удельной электропроводности взяты из работ Бокриса и Мэллора (Backris, Mellors, 1956) и Хейнмана и Рыбаковой (Хейнман, Рыбакова, 1959). Плотность расплавов $PbO-SiO_2$ брали по данным Шерстобитова (Шерстобитов, 1969). Расчеты дают хорошее согласие с предложенным механизмом электропроводности и служат подтверждением ионно-молекулярной модели строения расплавов.

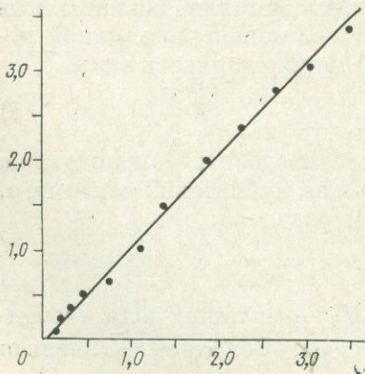


Рис. 4. Зависимость удельной электропроводности от концентрации свободной окиси металла для системы $PbO-SiO_2$, $T = 1000^\circ C$.

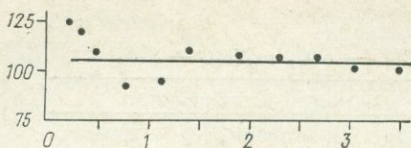


Рис. 5. Зависимость эквивалентной электропроводности от концентрации свободной окиси металла для системы $\text{PbO}-\text{SiO}_2$, $T = 1000^\circ\text{C}$.

Имеющиеся экспериментальные данные (Мазурин и др., 1973) позволяют рассчитать удельную и молярную электропроводность расплавов $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и $\text{Li}_2\text{O}-\text{SiO}_2$. Для этого необходимо сделать некоторые дополнения, вытекающие из определений активностей Na_2O и Li_2O (Charles, 1967) и результатов наших криоскопических исследований.

Как отмечено выше, эти данные позволяют утверждать, что бинарные щелочные расплавы — типичные ионные жидкости. Структурными элементами этих расплавов являются анионы $\text{Si}_x\text{O}_4^{2-}$, имеющие незначительные величины x и катионы щелочных металлов, образующие ионную атмосферу вокруг анионов. В связи с этим можно предположить, что в переносе электрического тока в этих системах принимают участие все катионы металла, причем происходит это в результате активированных скачков катионов от одной кремнекислородной структурной единицы к другой в направлении градиента потенциала. Поэтому величину $C'_{\text{M}_2\text{O}}$ необходимо рассчитывать по уравнению

$$C'_{\text{M}_2\text{O}} = \frac{(\text{вес. \% M}_2\text{O}) \cdot \rho \cdot 0,01}{M_{\text{M}_2\text{O}}},$$

где ρ — плотность расплава.

На рис. 6 и в табл. 2 приведены расчеты зависимости $\kappa = \varphi(C'_{\text{M}_2\text{O}})$ для расплавов $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и $\text{Li}_2\text{O}-\text{SiO}_2$. Величины удельной электропроводности взяты из справочника (Мазурин и др., 1973, с. 162, 189, 204 и 281). Расчет показывает, что в области составов от 50 мол. % до линии ликвидуса, ограничивающей поле кристаллизации SiO_2 , справедливы уравне-

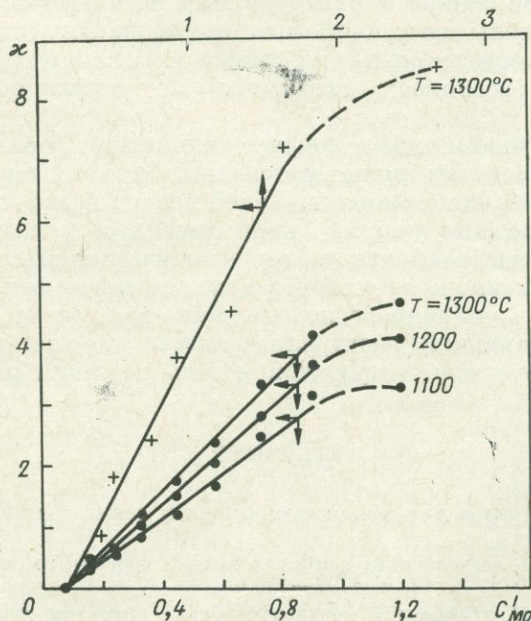


Рис. 6. Зависимость удельной электропроводности от концентрации свободной окиси металла для систем $\text{Li}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$.

Таблица 2

Электропроводность расплавов систем $Li_2O - SiO_2$ и $Na_2O - SiO_2$

Мольная доля M_2O	Плотность, г/см ³	$C' \cdot 10^2$, моль/см ³	κ , Ом ⁻¹ ·см ⁻¹ при T °C		
			1100	1200	1300
$Li_2O - SiO_2$					
0,249	2,172	0,35	—	—	0,89
0,299	2,152	0,48	—	—	1,74
0,349	2,122	0,69	—	—	2,45
0,398	2,100	0,91	—	—	3,79
0,447	2,095	1,26	—	—	4,48
0,496	2,122	1,63	—	—	7,21
0,594	2,280	2,65	—	—	8,57
$Na_2O - SiO_2$					
0,199	2,23	0,150	0,32	0,42	0,51
0,248	2,225	0,23	0,54	0,68	—
0,297	2,220	0,32	0,84	1,05	1,24
0,347	2,220	0,44	1,28	1,57	1,86
0,395	2,215	0,57	1,74	2,09	2,40
0,445	2,210	0,72	2,40	2,86	3,28
0,493	2,205	0,88	3,12	3,63	4,08
0,575	2,190	1,184	3,28	4,10	4,68

ния (5) и (6). В точке 50 мол. % M_2O существует излом, после которого скорость возрастания электропроводности с увеличением содержания окиси металла резко падает. Объяснить этот излом не представляется возможным в связи с ограниченностью экспериментальных данных.

ВЫВОДЫ

1. Силикатные расплавы следует рассматривать как системы, обладающие свойствами ионных и молекулярных расплавов. Силикатные квазимолекулы способны диссоциировать по механизму ступенчатой диссоциации путем последовательного отрыва катионов металла. В результате диссоциации возникают полианионы с постоянной плотностью заряда.

2. При термодинамическом анализе силикатных расплавов их можно описывать как растворы полимеризованных квазимолекул в ионизированной свободной окиси металла. Такой подход позволяет количественно описывать отдельные участки линии ликвидуса и получать информацию о размерах квазимолекул из криоскопических измерений.

3. На основе ионно-молекулярной модели впервые количественно описана зависимость электропроводности силикатных расплавов от состава. Независимость молярной электропроводности от состава убедительно подтверждает корректность принятой модели строения расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айлер Р. К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. М., Госстройиздат, 1959, 288 с.
- Анфилогов В. Н. Равновесная поликонденсация и строение силикатных расплавов.— «Геохимия», 1973, № 12, с. 1793—1800.
- Анфилогов В. Н. Природа и петрографические критерии ликвации магматических расплавов.— «Геохимия», 1975, № 7, с. 1035—1042.
- Анфилогов В. Н., Кадик А. А. О механизме растворения воды в силикатном расплаве с позиций равновесной поликонденсации.— «Геохимия», 1973, № 9, с. 1396—1400.

Брицке Э. В., Капустинский А. Ф., Веселовский Б. К., Шамовский Л. М., Ченцова Л. Г., Анвар Б. И. Термические константы неорганических веществ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. 1011 с.

Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2. М., «Металлургия», 1966. 703 с.

Есин О. А. О комплексных анионах в расплавленных шлаках.— В кн.: Строение и свойства металлургических расплавов. Свердловск, 1974, с. 76—90.

Кракау К. А., Мухин Е. Я., Генрих М. С. Диаграмма равновесной системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{PbO}-\text{SiO}_2$.— В кн.: Физико-химические свойства тройной системы. Окись натрия — окись свинца — кремнезем. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, с. 15—38.

Мазурин О. В., Стрельцина М. В., Швайко-Швайковская Т. П. Свойства стекол и стеклообразующих расплавов. Т. 1. Л., «Наука», 1973. 444 с.

Стрелко В. В. Механизм полимеризации кремневых кислот.— «Коллоидный журнал», 1970, т. 32, вып. 3, с. 430—436.

Тенфорд Ч. Физическая химия полимеров. М., «Химия», 1965, 772 с.

Френкель Я. И. Собрание избранных трудов. Т. 2. Научные статьи. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958. 600 с.

Хейлман А. С., Рыбакова Л. И. Молекулярное состояние и электропроводность силикатных расплавов.— «Изв. АН СССР. Металлургия и топливо», 1949. № 11.

Шерстобитов М. А. Плотность и молярные объемы расплавов $\text{PbO}-\text{SiO}_2$.— ЖФХ, 1969, т. 63, вып. 12, с. 3179—3180.

Charles R. J. Activities in Li_2O —, Na_2O —, and $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ Solutions.— «J. Amer. Cer. Soc.», 1967, v. 50, N 12, p. 631—641.

Bockris J. O'M., Mollors G. W. Electric conductance in liquid lead silicates and borates.— «J. Phys. Chem.», 1956, v. 60, N 9, p. 1321—1328.

А. И. АЛЬМУХАМЕДОВ, А. Я. МЕДВЕДЕВ

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

СЕРА В ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ РАСПЛАВАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Постоянная приуроченность специфических сульфидных медно-никелевых месторождений к стратифицированным массивам основного или ультраосновного состава заставляет исследователей искать генетическую связь между ними. Эта связь, однако, даже для одних и тех же объектов рассматривается по-разному. Например, для известных месторождений Норильской группы существуют взаимоисключающие гипотезы: от инфильтрационно-матасоматической (Золотухин и др., 1975) до ликвационно-магматической (Котульский, 1946). Существуют и компромиссные точки зрения, которые предполагают этапность формирования медно-никелевых руд, начиная с собственно-магматического этапа (стадии) и кончая гидротермально-метасоматическим (например, Годлевский, 1972).

Источником рудных компонентов месторождений независимо от принятой гипотезы, по мнению большинства исследователей, являются исходные магмы. При этом предполагается, что концентрирование рассеянных элементов в фиксированных по составу породах происходит на всех стадиях эволюции расплава (Альмухамедов, 1969, 1972). В то же время, как показывают данные по изотопии (Виноградов, Гриненко, 1966), источником серы могут быть не только горизонты верхней мантии, в которых формируются расплавы рудоносных интрузий, но также и породы земной коры, в том числе породы осадочного чехла. Поэтому вопрос о формировании сульфидных ассоциаций связан прежде всего с вопросом взаимоотношения серы с силикатными расплавами и породами как на магматическом, так и на постмагматическом этапе их эволюции. В настоящей статье рассматривается собственно-магматический этап.

В структуре силикатных расплавов сера может находиться преимущественно в двух формах (Fincham, Richardson, 1954): в виде S^{6+} (сульфатная сера) и S^{2-} (сульфидная сера). Взаимопревращения форм нахождения серы определяются парциальным давлением кислорода (p_{O_2}). В соответствии с экспериментальными определениями (Fincham, Richardson, 1954; Katsura, Nagashima, 1974) сульфатная сера устойчива при $p_{O_2} > 10^{-6}$ атм, сульфидная — при $p_{O_2} < 10^{-7} \div 10^{-8}$ атм.

Природные силикатные расплавы характеризуются равновесным p_{O_2} , соответствующим буферу Ni—NiO (Рябчиков, 1972), что для температур существования основных и ультраосновных магм (1100—1300°C) определяется величинами $10^{-7} \div 10^{-10}$ атм. Близкие величины для основных расплавов можно получить также по соотношению двух- и трехвалентного железа в эквивалентных породах (Fudaly, 1965).

Приведенные цифры свидетельствуют о том, что в природных расплавах главной формой нахождения серы является S^{2-} . Это подтверждается как экспериментальными исследованиями по прямому определению валентного состояния серы в базальтовом расплаве при низком ($10^{-9,08}$ атм) p_{O_2} (Connolly, Naughton, 1972), так и фазовым анализом на серу продуктов эксперимента (Альмухамедов и др., 1974).

Обменные реакции между силикатным расплавом и серосодержащими фазами протекают в этом случае по уравнениям:

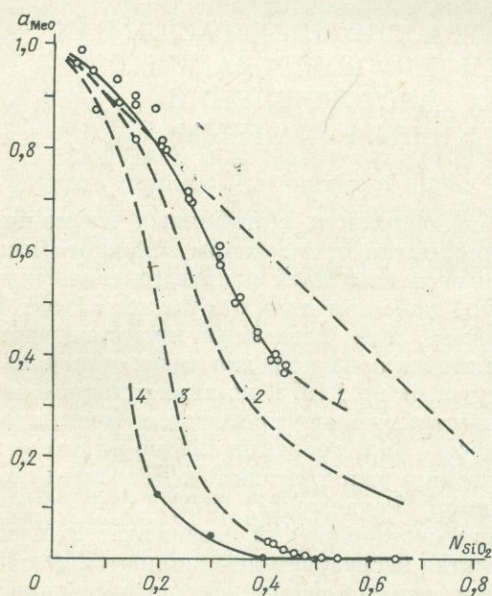
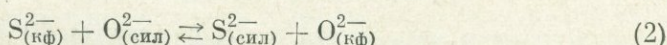
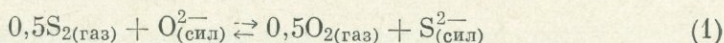


Рис. 1. Зависимость величины активности MeO в расплавах бинарных систем от мольной доли SiO_2 .

1 — система FeO— SiO_2 , температурный интервал 1258—1407°C (Schuchmann, Ensio, 1951); 2 — система MgO— SiO_2 , $T = 1600^\circ C$ (по Эллиоту и др., 1969); 3 — система CaO— SiO_2 , $T = 1600^\circ C$ (по Куликову, 1969); 4 — система Na_2O — SiO_2 , $T = 1200^\circ C$ (Калмычков, Альмухамедов, 1975). Сплошными линиями показана зависимость для расплавов систем при указанных температурах, штриховыми — для гипотетических расплавов в соответствии с теорией поликонденсации (Masson с. а., 1970; Анфилогов, 1973).

для равновесия с газовой и конденсированной фазами.

Направление этих реакций определяется составом расплава, его температурой, общим давлением, а также парциальными давлениями серы (p_{S_2}) и кислорода. Рассмотрим значение каждого из перечисленных факторов.

Анализ структуры силикатных расплавов с позиций теории поликонденсации (Анфилогов, Альмухамедов, 1970; Анфилогов, 1973) и рассмотрение на этой основе механизма растворения в них серы (Альмухамедов, 1974) привели к выводу о том, что замещение кислорода серой наиболее вероятно в структурных группировках $Me=O$. Другие формы нахождения кислорода ($\equiv Si-O-Si \equiv$ и $\equiv Si-O-Me$) как более прочно связанные не играют существенной роли в реакциях обмена. Это позволило прийти к заключению (Альмухамедов, 1974), что всякий процесс, приводящий к уменьшению активности окиси металла (a_{MeO}) в системе, необходимо должен приводить и к уменьшению растворимости серы.

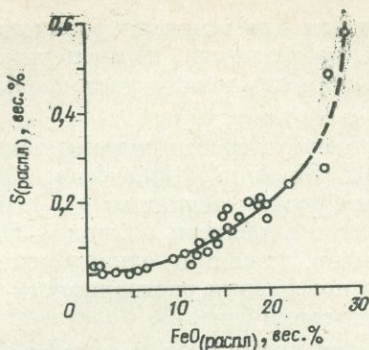


Рис. 2. Растворимость серы в расплавах на основе базальта в зависимости от содержания FeO при температуре 1200°C (Haughton et al., 1974).

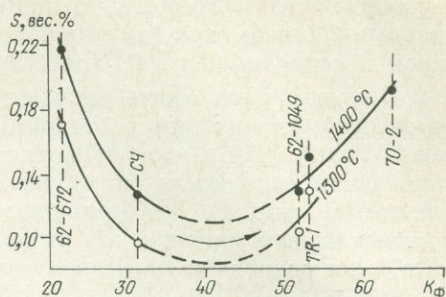


Рис. 3. Растворимость серы в расплавах основных пород в зависимости от коэффициента фракционирования (по Альмухамедову и др., 1974).

62-672 — пикритовый габбро-долерит; СЧ — расплав, близкий к троктолитовому габбро-долериту; 62-1049 и TR-1 — пойкилофитовые габбро-долериты; 70-2 — лейко-габбро. Коэффициент фракционирования $K_f = [(FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)]_{100}$. Стрелкой показано направление дифференциации, в процессе которой уменьшается основность расплавов.

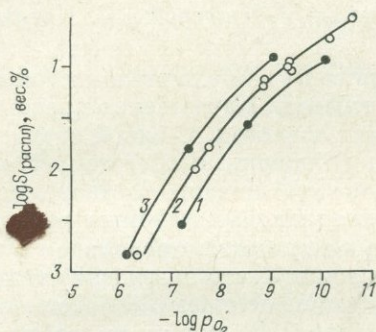


Рис. 4. Влияние температуры на растворимость серы в расплаве системы CaO—Al₂O₃—SiO₂ (Fincham, Richardson, 1954).

1 — 1425°C; 2 — 1500°C; 3 — 1550°C. Экспериментальные точки приведены для расплава состава (вес. %): CaO — 37,0; Al₂O₃ — 27,0; SiO₂ — 36,0. Содержание SO₂ в исходной газовой смеси, приводимой в равновесие с расплавами, равно 1 об. %.

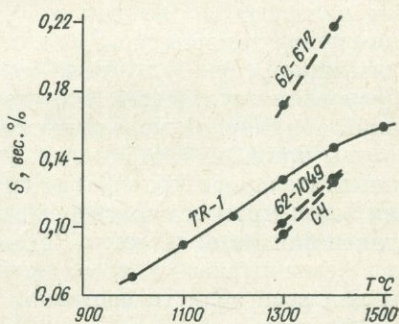


Рис. 5. Влияние температуры на растворимость серы в основных расплавах (по Альмухамедову и др., 1974). Обозначение цифровых индексов см. рис. 3.

Формальная величина a_{MeO} для рассматриваемых расплавов, под которой понимается сумма мольных долей, не связанных с кремнекислородными постройками частиц «свободной окиси» металлов-модификаторов, определяется активностями FeO, MgO, CaO и, возможно, Na₂O. Остальными компонентами, вследствие их малых содержаний в исходных расплавах, по-видимому, можно пренебречь. В соответствии с данными рис. 1 по бинарным системам типа MeO—SiO₂ наибольший вклад в величину активности MeO и, как следствие, в растворимость серы вносит железо и в меньшей степени — магний. Косвенно об этом можно судить также на основании расчетов И. Д. Рябчикова (1975) для кумюлята расслоенной интрузии Бельхельви в Шотландии. По имеющимся к настоящему времени термодинамическим данным им определены активности основных компонентов для указанной породы при 1000°K: $a_{FeO} = 0,22$; $a_{MgO} = 0,03$; $a_{CaO} = 4,4 \cdot 10^{-6}$; $a_{Na_2O} = 4,2 \cdot 10^{-17}$; $a_{K_2O} = 1,025 \cdot 10^{-23}$. Представляется, что соотношение величин сохранится и при температурах выше температуры ликвидуса.

Поэтому, вероятно, не случаен тот факт, что для основных расплавов, в которых железо преобладает над магнием, наблюдается, по экспериментальным данным, хорошо выраженная зависимость между растворенной серой и содержанием FeO (рис. 2).

В то же время общее уменьшение кремнекислотности системы также приводит к увеличению растворимости серы (Fincham, Richardson, 1954; Есин, Гельд, 1966), что обусловлено резким ростом величины a_{MeO} при увеличении основности силикатных расплавов в области 50 мол% MeO и более (см. рис. 1). Для природных расплавов, даже при одновременной «замене» железа магнием, это выражается в повышении растворимости серы в более основных, магнезиальных членах серий (рис. 3).

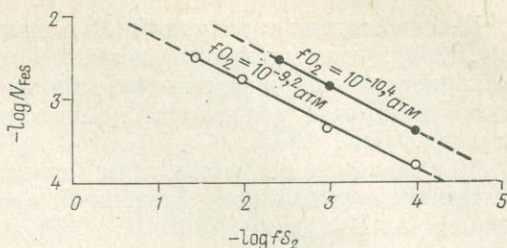
Проведенные в последние годы экспериментальные исследования показывают, что повышение температуры расплава приводит к увеличению растворимости серы по близкой к прямолинейной зависимости (рис. 4, 5). В опытах, результаты которых приведены на рис. 5, p_{O_2} и p_{S_2} зависели от температуры (определялись равновесием с расплавом системы Fe—S—O). Увеличению температуры на 500°C (интервал 1000—1500°C) соответствует увеличение растворимости серы в «среднем базальтовом расплаве» более чем в два раза. Аналогичная зависимость для основного расплава при переменном p_{O_2} и постоянном p_{S_2} получена также Т. Кацурой и С. Нагашимой (Katsura, Nagashima, 1974).

Влияние температуры на растворимость серы не находит в настоящее время достаточно удовлетворительного объяснения. Качественно представляется возможным рассмотреть вопрос в двух аспектах. С одной стороны, как полагают С. Финчем и Ф. Ричардсон (Fincham, Richardson, 1954), повышение температуры может способствовать увеличению растворимости сульфидной серы вследствие высоких величин тепловых эффектов реакций образования сульфидов, с другой — подход к силикатным расплавам с позиций полимерной модели позволяет предположить, что повышение температуры приводит к термической деполимеризации расплава с образованием дополнительного количества группировок Me = O. Возможность реализации этого процесса подтверждается, например, данными исследования расплавов бинарной системы PbO—SiO₂ (Charette, Flengas, 1968) и выражается в незначительном, но отчетливом увеличении a_{PbO} с ростом температуры для всей области составов.

Влияние давления на растворимость серы в силикатных расплавах оценить трудно, поскольку по данному вопросу отсутствуют прямые экспериментальные исследования. Косвенно, исходя из опытов А. Налдрета (Naldrrett, 1969) по исследованию фазовых отношений в системе Fe—S—O при переменном давлении воды (до 4 кбар) в сопоставлении с экспериментами Г. Йодера и К. Тилли (1965), можно заключить, что давление, вероятно, не оказывает существенного влияния на растворимость серы. К этому же выводу приводят данные по содержанию серы в глубинных габброидных и гиабиссальных долеритовых безрудных образованиях (см. табл. 3): не наблюдается четко выраженного различия между указанными группами пород. При этом необходимо иметь в виду, что природные расплавы, как будет показано ниже, несмотря на присутствие в эквивалентных им породам сульфидных фаз, не всегда насыщены серой. В то же время, учитывая размеры радиусов ионов кислорода ($r_i = 1,32 \text{ \AA}$) и замещающей его двухвалентной серы ($r_i = 1,74 \text{ \AA}$), можно предположить уменьшение растворимости серы с ростом давления. Для окончательного решения этого вопроса требуются специальные исследования, и в дальнейшем, считая, что давление играет несущественную роль, мы не будем принимать его во внимание.

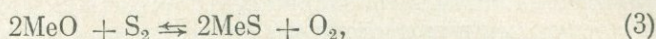
Важным фактором растворимости серы в силикатных жидкостях является величина p_{S_2} в газовой фазе, равновесной с эволюционирующим

Рис. 6. Растворимость серы, выраженная через мольную долю FeS в ультраосновном расплаве, в зависимости от летучести серы (fS_2) при 1450°C (Shima, Naldrett, 1975).



расплавом. В случае устойчивости иона S^{2-} (низкие величины p_{O_2}) увеличение парциального давления серы приводит к синхронному увеличению ее содержания в силикатных расплавах различного состава (Fincham, Richardson, 1954; Katsura, Nagashima, 1974; Shima, Naldrett, 1975). На рис. 6 приведена такая зависимость для ультраосновного расплава в области недосыщения.

Насыщение силикатной жидкости серой независимо от протекающих реакций обмена будет определяться формированием равновесной с ней не-смешивающейся сульфидной фазы. Равновесие контролируется реакцией:

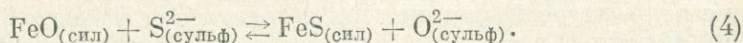


константа равновесия которой

$$K_3 = (a_{MeS})^2 p_{O_2} / (a_{MeO})^2 p_{S_2}. \quad (3a)$$

С помощью уравнения (3a) представляется возможным оценить p_{S_2} формирования сульфидов металлов-модификаторов системы. В табл. 1 в качестве примера такие расчеты приведены для основного кумулята интрузии Бельхельви. При этом принято, что $a_{MeS} = 1$ (условие существования конденсированной сульфидной фазы), p_{O_2} постоянно и равно $1 \cdot 10^{-10}$ атм, что характерно для основных магм (Katsura, Nagashima, 1974). Изобарные потенциалы реакции (3) определены на основе данных А. А. Маракужева и Н. И. Безмена (1972), величины a_{MeO} для упомянутой породы при 1000°K заимствованы из работы И. Д. Рябчикова (1975).

Результаты расчетов достаточно убедительно свидетельствуют о том, что для природных систем, содержащих железо (основные и ультраосновные расплавы), образование сульфидной жидкости может идти только на основе железа и определяться реакцией



Другие компоненты расплава вследствие их малых активностей (см. рис. 1) требуют для формирования сульфидной фазы высоких p_{S_2} (>1 атм), которые вряд ли достигаются в природных условиях.

Таблица 1

Величины p_{S_2} , необходимые для образования сульфидов металлов при взаимодействии серы с породой основного состава

Металлы-модификатор	ΔZ 1000°K реакции (3), ккал/моль	K_3	a_{MeO}	p_{S_2} образования сульфида, атм
Fe	49,24	$1,4 \cdot 10^{-7}$	0,22	$1,48 \cdot 10^{-2}$
Mg	82,56	$3,4 \cdot 10^{-12}$	0,03	$3,33 \cdot 10^4$
Ca	50,35	$1,05 \cdot 10^{-7}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	$5,00 \cdot 10^7$
Na	-21,09	831,8	$4,2 \cdot 10^{-17}$	$6,95 \cdot 10^{19}$

В соответствии с реакцией (4) и данными по системе Fe—S—O (Naldrett, 1969) можно прийти к выводу, что равновесный сульфидный расплав растворяет существенное количество кислорода, что фиксируется при его кристаллизации образованием помимо сульфидных также окисных фаз (Кристаллер, Пек, 1973).

Минимальная летучесть серы (численно близкая при общем низком давлении ее парциальному давлению), т. е. летучесть насыщения, по определениям А. Налдрета (Naldrett, 1969), для возможного расплава системы Fe—S—O при температуре 1200°C равна $10^{-5,5}$ атм.

Парциальное давление кислорода, помимо отмеченного выше влияния на форму нахождения серы, играет также существенную роль в ее растворимости. Так, для сульфидной серы ($p_{O_2} < 10^{-8}$ атм) снижение парциального давления кислорода приводит к заметному росту содержания серы в силикатном расплаве в случае как «простых» систем (см. рис. 4), так и природных расплавов (рис. 7).

Приведенные и некоторые другие примеры (Haughton *et al.*, 1974) базируются на экспериментальных данных, полученных при постоянной концентрации SO_2 в исходной газовой смеси, приводимой в равновесие с силикатными расплавами. Поэтому показанная зависимость определяется также реакциями диссоциации серосодержащих соединений в газовой фазе приводящими при постоянной температуре к росту p_{S_2} при уменьшении p_{O_2} , например, реакцией диссоциации сернистого ангидрида.

Для систем, содержащих элементы переменной валентности, в первую очередь железосодержащих расплавов, определенную роль может играть, как полагают некоторые исследователи (MacLean, 1969), небинарность системы FeO—SiO₂. По-видимому, с уменьшением p_{O_2} в расплаве повышается роль группировок Fe=O (в результате меньшей степени окисления железа), что и реализуется в реакции (4).

Изложенное выше показывает, таким образом, многофакторность растворимости серы в силикатных расплавах. Поэтому исследователи предпринимали неоднократные попытки определить суммарное влияние всех факторов и оценить условия отделения сульфидного (или сульфидно-окисного) расплава от силикатного при достижении последним насыщения серой. Из этих попыток удачной можно назвать применение понятия сульфидной емкости (C_s), предложенной С. Финчемом и Ф. Ричардсоном (Fincham, Richardson, 1954) и определяемой как

$$C_s = n_s p_{O_2}^{1/2} / p_{S_2}^{1/2}, \quad (5)$$

где n_s — весовой процент серы в силикатном расплаве.

В табл. 2 приведены величины сульфидных емкостей для некоторых основных и ультраосновных расплавов. Они показывают, как это было предположено ранее (Альмухамедов, 1974), что наибольшей сульфидной емкостью и наибольшей предельной растворимостью серы характеризуются железистые основные и ультраосновные расплавы. В то же время, даже

если не учитывать общее давление, остаются две переменные (состав расплава и температура), которые определяют сульфидную емкость и связь которых с ней не установлена.

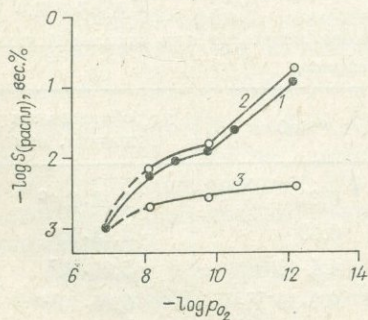


Рис. 7. Зависимость растворимости серы в основных и средних расплавах от p_{O_2} (Katsura, Nagashima, 1974).

1 — толеитовый базальт; 2 — гавайит; 3 — риодацит. Температура 1250°C; содержание SO_2 в исходной газовой смеси, приводимой в равновесие с расплавами, равно 2,1 об. %.

Недавно Х. Шима и А. Налдрет (Shima, Naldrett, 1975) сделали попытку установить связь между активностью FeO, летучестью кислорода и серы для расплавов системы Fe—S—O при разных температурах. На рис. 8 такая зависимость показана для температуры 1450°C. Исходя из допущения, что равновесие сульфидной и силикатной жидкостей определяется в рамках системы Fe—S—O, указанные авторы на основании весьма приближенной оценки активности FeO в ультраосновном расплаве, используемом ими для эксперимента, оценили величины fS_2 , при которых при 1450°C может отделяться сульфидная жидкость. Для $fO_2 = 10^{-10.4}$ атм величина $fS_2 = 10^{-2.4} \div 10^{-2}$ атм; для $fO_2 = 10^{-9.2}$ атм $fS_2 = 10^{-1} \div 10^{-0.7}$ атм. Ориентировочная оценка fS_2 насыщения для кумулята габброидной интрузии Бельхельви по активности FeO, определенной И. Д. Рябчиковым (см. выше), дает при 1200°C и $fO_2 = 10^{-10}$ атм летучесть серы, равную $\sim 10^{-2}$ атм. Следует подчеркнуть, что она вполне сопоставима с величиной p_{S_2} (см. табл. 1), определенной для этой породы на основе константы равновесия реакции (3).

Метод Х. Шимы и А. Налдрета, дающий практически первую количественную оценку параметров сульфидно-силикатной ликвиации основных и ультраосновных магм, не является в то же время универсальным для силикатных расплавов. Он не применим для безжелезистых и, возможно, маложелезистых кислых расплавов. Более общий подход должен базироваться, несомненно, на высказанных выше предположениях о замещении серой кислорода в группировках Me=O, где Me — металл-модификатор, и что критерием ее растворимости может служить величина формальной термодинамической активности окиси металла, поскольку большинство из рассмотренных факторов, за исключением p_{S_2} , определяющего насыщение расплава, в той или

Таблица 2

Сульфидные смолты, основные и ультраосновные расплавы

Химический состав, вес. %										log Cs	S, вес. %	log S ₂	log f _{O₂}	T°C	Источник
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ							
56,81	2,47	18,50	0,88	7,61	7,97	3,40	4,16	98,50		-7,788	0,060	-1,00	-10,98	1200	Haughton e. 1974
49,45	—	19,68	12,45	5,83	8,08	2,24	0,81	100,22		-6,884	0,107	-0,88	-9,17	1200	То же
45,47	1,80	16,44	19,58	5,21	7,22	3,19	0,45	99,36		-5,269	0,158	-1,00	-8,86	1200	»
46,54	—	8,93	12,69	23,44	7,87	0,51	—	100,00		-4,969	0,270	-2,0	-10,40	1450	По данным Х. Шимы и А. Налдрета (Shima, Naldrett, 1975)
46,54	—	8,93	12,69	23,44	7,87	0,51	—	100,00		-4,681	0,330	-1,0	-9,20	1450	То же

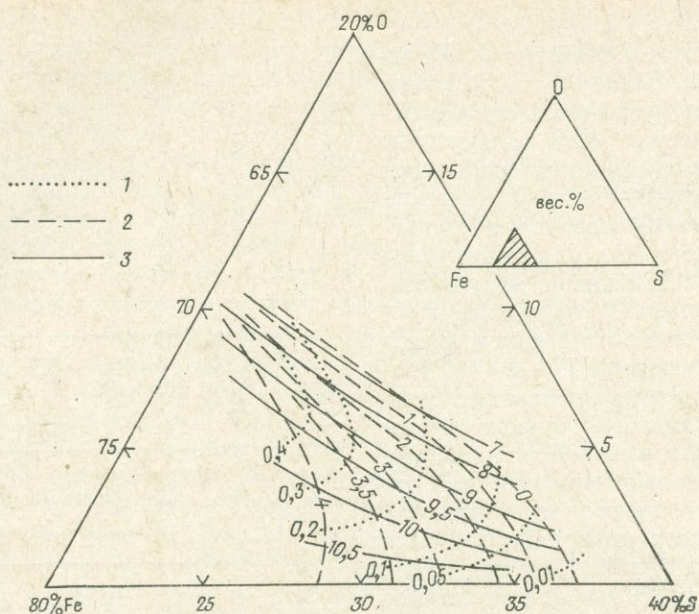


Рис. 8. Соотношения между fS_2 , fO_2 и a_{MeO} над расплавами части системы Fe—S—O при 1450°C и 1 атм общего давления (Shima, Naldrett, 1975)

1 — a_{FeO} ; 2 — $\log fS_2$; 3 — $\log fO_2$.

иной степени связаны с изменением его структуры. К сожалению, в настоящее время по существу нет методов, позволяющих найти величины активности компонентов в сложных силикатных расплавах. Расчетные методы, в том числе использованные нами, весьма приближенны, а экспериментальные (например, Альмухамедов и др., 1973) еще далеки от совершенства. Поэтому развитие их, и не только в связи с растворимостью серы, — одна из наиболее актуальных задач современной физико-химической петрологии.

Геологические процессы, которые могут приводить к уменьшению растворимости серы, рассмотрены ранее (Альмухамедов, 1974). К ним отнесены снижение температуры расплава (случай перегретых магм), возможная ассимиляция более кислого субстрата, выход из системы летучих компонентов (главным образом, воды) и раннее фракционирование феррических минералов, характеризующихся наименьшей степенью полимеризации анионных группировок. Поскольку перегрев и ассимиляция — процессы, не характерные для основных и ультраосновных магм, наиболее вероятно значимое влияние двух последних процессов: оба они резко сдвигают структуру расплава в сторону большей степени полимеризации и уменьшения величины a_{MeO} (Анфилогов, Альмухамедов, 1970; Анфилогов, Кадик, 1974). Роль фракционирования убедительно показана, например, Б. Скиннером и Д. Пеком (1973) на примере лавового озера кратера Алаэ, о. Гавайи.

Проведенный анализ свидетельствует, таким образом, о том, что на магматической стадии может формироваться равновесная с силикатным расплавом сульфидная жидкость, построенная главным образом на основе элементов группы железа, обладающих наибольшим сродством к сере. Ее формирование обусловлено достижением p_{S_2} насыщения, величина которого определяется для данной системы ее структурным состоянием. Геологические процессы могут приводить к реализации таких условий.

Рассматривая абсолютные величины предельной растворимости серы, которые для «средних» базальтовых жидкостей можно оценить в соответст-

Средние содержания серы в некоторых безрудных массивах основного и ультраосновного состава

Порода, интрузия	S, вес. %	Источник
I. Базальтоидные комплексы		
Толентовые базальты, Гавайские острова	<0,05	Т. Katsura, S. Nagashima (1974)
Пикритовые порфириты, Сибирская платформа	0,020	М. Н. Годлевский (1959)
II. Долеритовые интрузии		
Нижнефокшнская, Сибирская платформа	0,006	А. И. Архипова, Н. Г. Начинкин (1963)
Падунская, Сибирская платформа	0,038	А. И. Альмухамедов (1969)
Кайерканская, Сибирская платформа	0,064	»
III. Габброидные интрузии		
Скергаардская, Гренландия	0,01	Л. Уэйджер, Г. Браун (1970)
Остюренская, Вост. Саян	0,06	А. И. Альмухамедов и др. (1974)
Кизирская, Вост. Саян	0,09	»
Среднее для основных пород	0,00109	А. П. Виноградов (1962)
IV. Гипербазитовые интрузии		
Ошпнская, Вост. Саян	0,14	А. Н. Сутурин (1969)
Улан-Сарьдаг, Вост. Саян	0,16	»
Хара-Нур, Вост. Саян	0,11	»
Среднее для ультраосновных пород	0,046	А. П. Виноградов (1962)

вии с рассмотренными выше экспериментальными данными в 0,10—0,15 вес. % при 1200°C и для ультраосновных расплавов в 0,3—0,5 вес. % при 1450°C, необходимо отметить, что они значительно выше средних содержаний серы для большинства нерудоносных массивов основных и ультраосновных пород соответственно (табл. 3). Содержания серы ниже предельно возможных являются показателем ненасыщенности интрузий серой, несмотря на постоянное присутствие в породах сульфидных минералов (Вахрушев, 1973). Последнее свидетельствует лишь о том, что сера не входит в состав кристаллизующихся силикатных и окисных минералов. В то же время рудоносные интрузии с учетом вкрапленных сульфидных руд содержат серу в количествах, превышающих предельно возможные величины, если исходить из гомогенного расплава. Например, интрузия Норильск I характеризуется содержанием серы 0,95 вес. % (Годлевский, 1959), а ветвь Талнахской интрузии, с которой связано Октябрьское месторождение, — 1,62 вес. % (Горбачев, 1975). На основании этого можно заключить, что процессы дифференциации *in situ* первично-гомогенного расплава не могут приводить к формированию существенного скопления сульфидных руд, хотя и имеют определенное значение (Альмухамедов, Нестеренко, 1970).

Рассмотренный механизм растворения серы не противоречит тем не менее возможности проявления процессов глубинной ликвации (Котульский, 1946) больших масс расплава, вследствие, например, процессов фракционирования (Murata, Richter, 1966) с последующим выносом сульфидного расплава вместе с силикатным в верхние структурные горизонты. Он не противоречит также проявлению процессов насыщения расплава серой при взаимодействии его с серосодержащими фазами в относительно поверхностных условиях, т. е. процессов сульфуризации (Урванцев, 1973; Медведев, Альмухамедов, 1975). Исследования по изотопии серы (Виноградов, Гриненко, 1966; Горбачев, 1975) показывают существенную роль таких процессов.

Критерием прохождения сульфидными фазами стадии расплава * может служить редкоэлементный состав ассоциирующих с сульфидами железо-окисных минералов, в частности магнетита (Скиннер, Пек, 1973).

ВЫВОДЫ

1. При низких p_{O_2} сера замещает в силикатных расплавах кислород в структурных группировках $Me=O$ и находится в сульфидной форме.
2. Фактором растворимости серы является величина формальной термодинамической активности окиси металла, которая определяется как сумма мольных долей, не связанных с кремнекислородными постройками частиц «свободной окиси» металлов-модификаторов. Для основных и ультраосновных расплавов наибольший вклад в величину a_{MeO} вносит железо и в меньшей степени — магний.
3. Повышению растворимости серы способствуют увеличение железистости и общей основности расплава, повышение температуры и парциального давления серы, а также уменьшение парциального давления кислорода. Влияние общего давления к настоящему времени окончательно не выяснено.
4. Насыщение расплава серой определяется формированием равновесной с ним несмешивающейся сульфидно-окисной жидкости, состав которой в первом приближении может контролироваться в рамках системы $Fe-S-O$.
5. Величины парциального давления серы, при которых возможно появление сульфидной фазы при p_{O_2} около 10^{-10} атм, оцениваются ориентировочно в 10^{-2} атм при $1200^\circ C$ для базальтового расплава и $10^{-2} \div 10^{-2,4}$ атм при $1450^\circ C$ для ультраосновного расплава; при этом абсолютные величины предельной растворимости серы составляют 0,1—0,15 вес. % для первого и 0,3—0,5 вес. % для второго.
6. Данные по механизму растворения и абсолютным величинам растворимости серы не противоречат гипотезе глубинной ликвации первично-гомогенного расплава, а также гипотезе сульфуризации расплава в близкповерхностных условиях с участием коровой серы.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И. Геохимия редких элементов в трапах Сибирской платформы в связи с проблемой генезиса медно-никелевых месторождений.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 6, с. 686—689.
- Альмухамедов А. И. Факторы концентрирования никеля и кобальта в процессах формирования расслоенных массивов базитов (на примере сибирских трапш).— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 57—61.
- Альмухамедов А. И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере сибирских трапш).— «Геол. и геофиз.», 1972, № 1, с. 43—52.
- Альмухамедов А. И. К геохимии серы в процессах эволюции силикатных расплавов.— «Геохимия», № 1, с. 56—62.
- Альмухамедов А. И., Лосева А. Ф., Лужнова М. А., Райхбаум Я. Д. К возможности определения термодинамических активностей компонентов в силикатных расплавах спектроскопическим методом.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 367—371.
- Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Соломонова Л. А., Тароев В. К. Растворимость серы в основных силикатных расплавах и некоторые геохимические следствия.— «Геохимия», 1974, № 11, с. 1672—1681.

* Минимальная температура расплава в системе $Fe-S-O$, по данным А. Налдрета (Naldrett, 1969), составляет $915^\circ C$ для железо-вюстит-пирротиновой эвтектики и $934^\circ C$ для вюстит-магнетит-пирротиновой.

- Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В. О двух максимумах содержания сульфидных минералов в дифференцированных трапхах Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 75—82.
- Анфилогов В. Н. Равновесная поликонденсация и строение силикатных расплавов.— «Геохимия», 1973, № 12, с. 1793—1800.
- Анфилогов В. Н., Альмухамедов А. И. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации.— «Геохимия», 1970, № 5, с. 552—561.
- Анфилогов В. Н., Кадик А. А. О механизме растворения воды в силикатном расплаве с позиций равновесной поликонденсации.— «Геохимия», 1973, № 9, с. 1396—1401.
- Архипова А. И., Начинкин Н. Г. Нижнефокинская дифференцированная интрузия на северо-западе Сибирской платформы (правобережье р. Енисей).— «Труды НИИГА», 1963, т. 133, вып. 1, с. 51—61.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973. 123 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П., Гриценко Л. Н. Изотопный состав сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.— «Геохимия», 1966, № 1, с. 3—14.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Годлевский М. Н. Соотношение сульфидной и силикатной частей в ходе эволюции основной магмы.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. 1. Магматические процессы. М., 1972, с. 65—77.
- Горбачев Н. С. О физико-химических условиях образования рудоносных интрузий Норильского района. Автореф. канд. дис. М., 1975. 27 с.
- Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия широметаллургических процессов, ч. II. М., «Металлургия», 1966. 703 с.
- Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 436 с.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 248 с.
- Калмычков Г. В., Альмухамедов А. И. Предварительные результаты исследования кинетики выщелачивания стекол системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ в связи с вопросом строения силикатных расплавов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 268—271.
- Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— «Докл. АН СССР», 1946, т. 51, № 5, с. 381—383.
- Куликов И. С. Термическая диссоциация соединений. М., «Металлургия», 1969. 574 с.
- Маракушев А. А., Безмен Н. П. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., «Наука», 1972. 229 с.
- Медведев А. Я., Альмухамедов А. И. К возможности сульфуризации базальтового расплава.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 261—263.
- Рябчиков И. Д. Летучести серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. 1. Магматические процессы. М., 1972, с. 297—314.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1975. 232 с.
- Скиннер Б. И., Пек Д. Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М., «Недра», 1973, с. 195—207.
- Сутуриц А. Н. Геохимия и петрология гипербазитов Ильчирского комплекса (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 24 с.
- Урванцев Н. И. Генетические особенности формирования медно-никелевых месторождений Норильска как основа поисковых прогнозов.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 3—12.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.
- Эллиот Д. Ф., Глейзер М., Рамакришна В. Термохимия сталеплавильных процессов. М., «Металлургия», 1969. 214 с.
- Charette G. G., Flengas S. N. Thermodynamic properties of $\text{PbO}-\text{SiO}_2$ slags by emf measurements.— «Canad. Metall. Quart.», 1968, v. 7, N 4, p. 191—203.
- Connolly J. W. D., Haughton D. R. The valence of sulfur in glass of basaltic composition formed under conditions of low oxidation potential.— «Amer. Min.», 1972, v. 57, N 9—10, p. 1515—1517.
- Fincham C. J. V., Richardson F. D. The behaviour of sulphur in silicate and aluminate melts.— «Proc. Roy. Soc.», 1954, v. 223, N 1152, p. 40—62.

- Fudali P. F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1965, v. 29, N 9, p. 1063—1075.
- Haughton D. R., Roeder P. L., Skinner B. I.* Solubility of sulphur in mafic magmas.— «*Econ. Geol.*», 1974, v. 69, N 4, p. 451—467.
- Katsura T., Nagashima S.* Solubility of sulphur in some magmas at 1 atmosphere.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1974, v. 38, N 4, p. 517—531.
- MacLean W. H.* Liquidus phase relations in the $\text{FeS—FeO—Fe}_3\text{O}_4\text{—SiO}_2$ system, and their application in geology.— «*Econ. Geol.*», 1969, v. 64, N 8, p. 865—884.
- Masson S. R., Smith J. B., Whiteway S. G.* Activities and ionic distributions in liquid silicates: application of polymer theory.— «*Canad. J. Chem.*», 1970, v. 48, N 9, p. 1456—1464.
- Murata K. J., Richter D. H.* The settling of olivine in Kilauean magma as show by lavas of the 1959 eruption.— «*Amer. J. Sci.*», 1966, v. 264, N 3, p. 194—203.
- Naldrett A. J.* A portion of the system Fe—S—O between 900 and 1080°C and its application to sulphide ore magmas.— «*J. Petrology*», 1969, v. 10, p. 171—201.
- Schuchmann R., Ensio P. J.* Thermodynamics of iron silicate slags: Slags saturated with gamma iron.— «*J. Metalls*», 1951, v. 3, N 5, p. 401—411.
- Shima H., Naldrett A. J.* Solubility of sulphur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe—S—O .— «*Econ. Geol.*», 1975, v. 70, N 5, p. 960—967.

И. Л. ЛАПИДЕС

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск

О МЕХАНИЗМЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РАЗЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Геохимический режим летучих компонентов, в исследование различных сторон которого Л. В. Таусоном (1967) был сделан весомый вклад,— важный фактор эндогенных процессов. Одна из задач исследования геохимического режима летучих — выяснить механизм вхождения (и потери) летучих компонентов в структуру минералов с соответствующей разработкой детальной физико-химической схемы превращения минералов в различных условиях.

Настоящая статья в основном посвящена рассмотрению механизма термического разложения таких важных породообразующих минералов как слюды и амфиболы, и является итогом многолетних исследований автора. Экспериментальный фактический материал изложен во многих работах (Лапидес и др., 1967; Лапидес, Брандт, 1969; Лапидес и др., 1970; Лапидес, Лебедев, 1971; Лапидес, Коваленко, Брандт, 1971; Лапидес, Коваленко, Писарская и др., 1971; Лапидес и др., 1972; Лапидес, Гормашева, 1973; Лапидес и др., 1974; Коваль и др., 1974; Лапидес, Белых, 1975; Лапидес и др., 1976; Лапидес, Валетов, 1976).

Термические превращения в столь сложных по структуре и составу минеральных твердых телах в настоящее время могут быть описаны лишь на уровне достаточно общих схем, с выяснением только главных характеристик твердофазных гетерогенных реакций. К их числу относится определение последовательности появления новых фаз при нагревании минерала, температуры фазовых превращений, структурных и химических характеристик превращений и термических параметров. Так как кинетика реакций весьма существенна для понимания процессов минералообразования, то получение кинетических параметров твердофазных превращений представляет большой интерес (Янг, 1966; Будников, Гинстлинг, 1971; Дель-

мон, 1972). Классическим методом для получения всей перечисленной информации являются изотермические прогревы до достижения равновесия с последующим анализом вещества.

Однако этот метод достаточно трудоемок, а кроме того, требует значительных количеств анализируемого вещества. В последнее время, благодаря развитию теории и практики термического разложения твердых веществ, существенную информацию можно получить более быстрым способом и с меньшим количеством материала — прогревами в неизотермическом режиме (Coats, Redfern, 1963; Пилоян, 1964; Satava, 1971; Šestak, Berggren, 1971; Differential thermal analysis, 1972).

Для выяснения физической картины термических превращений используется комплекс аналитических средств: кристаллооптический, химический и рентгеноструктурный анализы, ИК- и мессбауэровская спектроскопия и т. д. Термические кривые нагревания минералов, полученные при дифференциально-термическом (ДТА) термогравиметрическом (ТГ) анализах (особенно при их совместной регистрации, например в дериватографе), несут информацию о термодинамических параметрах процессов, протекающих в анализируемых веществах. Однако получение этой информации связано с серьезной трудностью в математической обработке экспериментальных термограмм.

Непосредственное использование характеристик эффектов по термограммам следует проводить с осторожностью, учитывая природу процесса. Известно, например, что температуры эффектов дегидратации по ДТА значительно превышают соответствующие равновесные значения (Файф и др., 1962). В то же время температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ перехода кварца методами ДТА фиксируется точно.

В настоящее время возможно определение энергии активации процесса (E). Существует ряд методов ее оценки, основанных на использовании зависимости скорости реакции от температуры:

$$K = da/dt = A_0 \exp(-E/RT)f(\alpha), \quad (1)$$

где K — скорость реакции, производная от доли разложившегося вещества (α) по времени (t), A_0 — частотный фактор; R — универсальная газовая постоянная, T — температура, °К.

Количественная задача кинетики состоит в определении величин A_0 , E и вида функции $f(\alpha)$. Проблема серьезно осложняется тем обстоятельством, что и температурная зависимость диффузии описывается аналогичным уравнением Аррениуса

$$D = D_0 \exp(-E/RT), \quad (2)$$

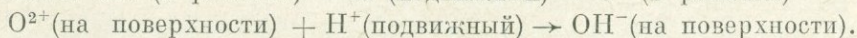
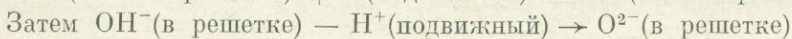
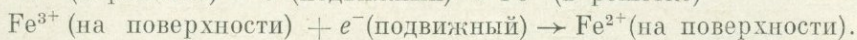
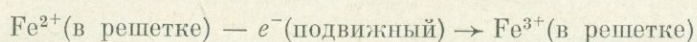
где D — коэффициент диффузии, D_0 — частотный фактор, а E — в данном случае энергия активации диффузии.

Вид функции $f(\alpha)$ определяется механизмом превращения вещества при нагреве. Более интересна обратная задача — определение физического механизма реакции по виду $f(\alpha)$, построенной на основании экспериментальных данных. К сожалению, эта задача, как правило, не может быть решена однозначно.

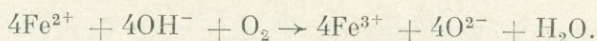
Для ясности дальнейшего изложения сделаем замечания относительно понятия энергии активации. Суть их заключается в том, что в случае превращений в твердых телах со сложным многостадийным механизмом реакций энергия активации теряет тот ясный физический смысл энергетического барьера для частицы, который она имеет в простейших моделях. Поэтому в этих случаях целесообразнее говорить о «кажущейся» или «условной» энергии активации, однако величина которой позволяет количественно описать сложный кинетический процесс. В этом смысле мы и будем пользоваться понятием «энергия активации». Вычислению E по кривым термического анализа посвящено довольно много работ (Coats, Redferr, 1963; Šestak, 1972; Ozawa, 1975; Лапидес и др., 1976).

Разработанный в Институте геохимии метод определения $E_{\text{диф}}$ по одной кривой ТГ позволил определить величины энергии активации в процессах термического разложения амфиболов и слюд (Лапидес и др., 1967; Лапидес и др. 1970; Лапидес и др., 1971; Лапидес, Белых, 1975; Лапидес и др., 1976).

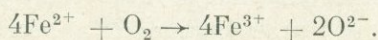
Перейдем к рассмотрению экспериментального материала. Термическому анализу амфиболов посвящено значительное число работ. После, очевидно, первого термоанализа Доелтера и Гусака (Doelter, Hussak, 1884) накапливались и уточнялись данные по дегидратации, окислению железа, фазовым изменениям и разрушению решетки различных природных амфиболов. Однако только в 1962—1968 гг. был впервые сформулирован механизм термического разложения амфиболов. Addison с сотрудниками детально изучали кинетику окисления и восстановления крокидолита (Addison, Addison e. a., 1962; Addison, Neal, Sharp, 1962; Addison, Sharp, 1962; Addison, White, 1968). Для окисления и дегидратации они предложили следующую схему. Считая невозможным проникновение большой молекулы O_2 внутрь кристаллической решетки амфиболов, авторы полагают, что реакция протекает на поверхности с дальнейшим продвижением различных ионов сквозь объем кристаллов. С учетом миграции электрона и протона реакции записываются в виде



Предполагается, что электрон мигрирует от Fe^{2+} к ближайшему Fe^{3+} и так далее до тех пор, пока этот процесс не оборвется на поверхности. Миграция протона считается аналогичной и происходит по кислородной подрешетке. Полное окисление должно завершиться, когда все OH -группы будут удалены. Суммарная реакция имеет вид



Если же, что обычно и бывает, число Fe^{2+} больше числа OH^- -групп, то реакция продолжается в соответствии с уравнением



Энергия активации окисления (и дегидратации) была определена в

21—33 ккал/моль в зависимости от состояния поверхности образца.

Механизм Аддисона в дальнейшем подвергался критике за полное игнорирование процессов перестройки структуры и явные противоречия некоторым наблюдаемым фактам (Freeman, Taylor, 1960; Hodgson e.a., 1965; Freeman, 1966; Лапидес и др., 1970). Однако предложенные Аддисоном суммарные уравнения реакций, а также принцип одновременности протекания окисления железа и дегидратации подтверждается в пределах точности измерений более поздними исследованиями.

Следующий шаг в понимании термических превращений был сделан Фриманом и Тейлором на пути применения представлений о топотаксическом характере реакций в минерале при нагревании (Freeman, Taylor, 1960). Этот механизм предполагает образование донорных областей ($\sim 1,8$ объема), отдающих катионы и разрушающихся полностью. Акцепторные области принимают катионы и превращаются в пироксены, сохраняя при этом преимущественную ориентацию вдоль оси c .

Кларк и Фриман, исследуя дегидратацию крокидолита в вакууме, пришли к выводу, что лучшее согласие с экспериментом получается для модели процесса, контролируемого диффузией. Предполагается, что диффузия происходит в канале параллельном c -оси, с $E_{\text{диф}}$ — 49 ккал/моль (Clark, Freeman, 1967). Некоторые авторы (Patterson, 1965; Patterson, O'Connor, 1966) приходят к выводу о справедливости принципа минимального структурного переустройства при любых превращениях. Ими был отмечен 1% сокращения параметров b и $a \sin \beta$ при 300—500°C у амфибола при частичном окислении Fe^{2+} и потере гидроксила.

Немонотонное изменение объема элементарной ячейки гидроксилсодержащего амфибола отмечено в работе И. Л. Лапидеса и В. И. Лебедева (1974). При этом не было соответствия с потерей веса. Образование и стабильность в довольно широкой температурной области оксиамфибола установлены многими исследователями (Hodgson, e. a., 1965; Patterson, 1965; Clark, Freeman, 1967; Лапидес и др., 1970). Все эти работы показывают, что донорно-акцепторная модель требует уточнений.

Углубленные исследования последних лет приносят новые сведения о катионной упорядоченности в амфиболах и об ее изменении при нагревании (Strens, 1974; Малышева, 1975; Григорьева и др., 1975). Энергетическая неравноценность позиций M_1 , M_2 , M_3 , M_4 приводит к появлению зависимости хода реакций окисления и дегидратации от распределения катионов по этим позициям. Делаются выводы о том, что термическая стойкость амфиболов зависит главным образом от прочности связи $\text{Me}-\text{O}$ для позиций M_1 и M_3 (Freeman, 1966) или только от $M_3 - \text{O}_3$ (Гребенщиков и др., 1970). Во всех рассмотренных в литературе моделях превращения амфиболов при нагревании игнорируется реальная структура кристаллов, богатых дефектами разных типов (Chisholm, 1973). Безусловно, что характеристика, распределение и концентрация этих дефектов влияют на протекание термических реакций в сложных минералах в меньшей степени, чем в простых (Болдырев, 1963). Эта экспериментальная область еще бедна информацией.

Хотя имеющихся фактов недостаточно для построения детальной модели превращений в амфиболах, основные черты процесса можно наметить.

Можно предположить, что повышение температуры в первую очередь усиливает делокализацию части протонов гидроксильных групп вплоть до их отрыва и миграции в кристаллической решетке минерала. Этим облегчаются дальнейшие превращения, так как известно, что ион H^+ может служить катализатором нарушения первичной конфигурации атомов в силикатах из-за его высокой подвижности, обеспечивающей электростатический баланс при различных перестройках структуры (Лейси, 1967). Одновременно растет число дефектов в кристалле, что также способствует миграции катионов и облегчает перестройку структуры. Этот процесс управляется энергией активации порядка 20 ккал/моль.

Продолжающееся разупорядочение кристаллической структуры создает предпосылки для усиления процессов дегидратации и окисления железа, а также образования донорных и акцепторных областей.

Последнее обуславливается статистически направленным движением катионов в сторону участков структур с большими межатомными расстояниями (проявление процесса, называемого в литературе правилом Сена; Будников, Гинстлинг, 1971). Для амфиболов это приводит к предпочтительному направлению миграции катионов вдоль амфиболовых лент. Катионная упорядоченность по структурным позициям будет влиять на роль конкретной элементарной ячейки в термическом превращении. Ячейка, в которой позиция M_4 занята самым крупным катионом, становится акцептором. Донором же будут ячейки с меньшей энергией связи. Следует также учитывать неравномерное распределение дефектов по различным областям структуры, несомненно влияющих на распределение в этих участках кристалла донорно-акцепторных тенденций.

В результате отмеченных процессов, а также усиливающихся тепловых колебаний кремнекислородного каркаса и общего разупорядочивания структуры образуются статистически открытые каналы, параллельные кристаллографическому направлению b . Большой диаметр этого канала (2,8 Å) позволяет осуществить диффузию кислорода внутрь структуры и окисление двухвалентного железа. Очевидно, что окисление происходит в несколько этапов, по степени прочности связи $Me-O$ в структуре, и соответствует занятости кристаллографических позиций. В начале окисляется железо в позиции M_2 , затем M_1 , далее M_3 и в последнюю очередь — в позиции M_4 . Однако все четыре этапа обычно не наблюдаются, что можно связать с различной заселенностью позиций и условиями термографических экспериментов.

Таким образом, экспериментально полученное значение $E_{акт}$ окисления железа в ряде амфиболов порядка 20 ккал/моль (Лапидес и др., 1967; Лапидес, Брандт, 1969; Лапидес и др., 1971; Коваленко и др., 1967; Лапидес и др., 1971) характеризует не химический акт, а процесс переноса, являющийся лимитирующей стадией данного превращения. Его величина $E_{акт}$ определена также по данным электропроводности (Лапидес, Брандт, Коваленко, 1967; Лапидес, Коваленко, Брандт, 1970).

Можно предположить, что при нагреве на воздухе на первых этапах образуется структура оксиамфибола как предшественника образования новых фаз (Hodgson e. a., 1965; Patterson, 1965; Patterson, O'Connor, 1966; Clark, Freeman, 1967; Лапидес, Коваленко, Брандт, 1970). Предел его

устойчивости будет обуславливаться каким-то минимальным количеством (ОН, F)-групп, способных удерживать пироксеновые цепи в амфиболовой ленте. Полная потеря ОН-групп приводит к аморфизации и затем к образованию новых фаз. Очевидно, в этих фактах отражается некоторое общее правило превращений водосодержащих минералов. Образующаяся вода диффундирует через слой продукта реакции с $E_{\text{акт}} \sim 30$ ккал/моль (Лапидес и др., 1970; Лапидес и др., 1971). Материалов, касающихся потери фтора из структуры амфиболов, крайне мало (Чигарева, Федосеев, 1966; Лапидес и др., 1970). Нами отмечена двухэтапность этого процесса в рибекитах при температуре $\sim 850^\circ$ и выше 950°C . Величина $E_{\text{акт}}$ при этом порядка 100 ккал/моль. Расчет $E_{\text{акт}}$ по данным для синтетического фторамфибола (Чигарева, Федосеев, 1966) приводит к тем же цифрам. Механизм ухода фтора связан с кислородной миграцией и распадом структуры амфибола, что в основном объясняется прочностью связи $\text{Me}-\text{F}$ (Cameron, Gibbs, 1973).

Не ясно, образуются новые фазы из оксиамфибола или дегидратация из сохранившейся амфиболовой структуры с повышением температуры приводит к реализации донорно-акцепторного механизма и образованию пироксена, шпинели, кристобалита и других продуктов, возможно, через промежуточные фазы (Лапидес и др., 1970; Лапидес и др., 1971). Полное разрушение амфиболовой структуры определяется кислородной миграцией и потерей жесткости пироксеновыми цепями. Этот процесс управляется $E_{\text{акт}}$ порядка 100 ккал/моль. Для рибекита соответствующий эндотермический пик лежит при 830°C . Широта возможных изоморфных замещений определяет и температурные вариации пиков на термических кривых. Естественно, что увеличение содержания Mg повышает температуру дегидратации (Greeman, 1966). Найдена зависимость и для некоторых других катионов (Коржинский, 1956), однако для нахождения общего вида зависимости термических свойств амфиболов от состава экспериментальных данных недостаточно. Следует учесть также сложную элементную взаимозависимость состава минералов, возможно исключающую отнесение изменения термических характеристик к одному-двум катионам.

Механизм термических превращений в слюдах имеет много общего с подобным механизмом в амфиболах. Установлено, что первым этапом является обратимая делокализация протонов гидроксильных групп (Gripat e. a., 1965), что, как и в амфиболах, катализирует перестройку структуры. У диоктаэдрических слюд процесс дегидратации значительно опережает разрушение структуры. При этом интервал стабильности дегидратированных слюд существенно зависит от состава (Лапидес и др., 1976). Замена гидроксила (с катализатором структурных нарушений — протоном) на фтор вначале (до $\sim 0,2$ формульной единицы) повышает температуру перестройки слюды и дегидратацию. Дальнейшее же повышение концентрации фтора в литиевых слюдах, без влияния на температуру дегидратации, понижает температуру разрушения решетки. Эти экспериментальные закономерности, на наш взгляд, следствие катализирующего влияния ионов Li^+ (количественно коррелирующих с фтором) на процесс нарушения первичной конфигурации атомов в силикатах (Лапидес и др., 1976) аналогично влиянию H^+ и Na^+ (Лейси, 1967). Из-за меньшей подвижности Li по

сравнению с протоном его каталитические свойства проявляются при более высокой температуре, чем у H^+ .

Хотя для мусковитов дегидратация и является обратимым процессом, при этом происходит перераспределение катионов в структурных позициях (Farmer *е. а.*, 1971), а также изменения в Al-тетраэдрах (Udagawa *е. а.* 1974). При термическом разложении железосодержащих слюд частичное автоокисление железа происходит за счет OH-групп и связано с процессом дегидратации. Начальные этапы дегидратации, связанные с катионной миграцией, управляются $E_{\text{акт}}$, равной 20—30 ккал/моль (Лапидес, Белых, 1975; Лапидес и др., 1976). Дальнейшее повышение температуры активизирует гетерогенную диффузию в структуре слюды вплоть до заметного усиления миграции ионов кремнекислородного каркаса с $E_{\text{акт}}$, равной 50—60 ккал/моль. Температурные характеристики процесса разрушения решетки зависят от содержания ионов Li^+ и Na^+ — катализаторов превращений. Отсутствие этих катионов приводит к разрушению решетки слюды в широком интервале температур с максимумом процесса (пик ДТА) выше 1100°C . В лепидолитах структуры разрушаются в значительно более узком температурном интервале (пики ДТА при $\sim 900^\circ\text{C}$) (Лапидес, Горманева, 1973; Лапидес и др., 1974; Лапидес и др., 1976). Как правило, фтор из литиевых слюд теряется в процессе разрушения структуры либо вслед за ним и перекрывается с дегидратацией. Однако в высокоглиноземистых безжелезистых лепидолитах дегидратация и уход фтора разделены значительным температурным интервалом. Эти факты могут указывать на влияние железа или алюминия на механизм термических превращений в литиевых слюдах (Лапидес и др., 1976).

В целом процесс потери летучих компонентов и разрушения структуры слюды имеет черты гомогенного типа топотаксического механизма термического разложения (Taylor, 1964; Johns, 1965; Лапидес и др., 1976).

Таким образом, в механизме термических превращений представителей двух важных групп породообразующих минералов наблюдаются весьма сходные черты: каталитическое действие протонов гидроксильных групп, катионное разупорядочение, связь окисления железа с потерей OH-групп, зависимость химических превращений от миграции ионов, диффузионный контроль процессов превращения.

Вода является активным катализатором превращений в полевых шпатах (Донней и др., 1964), сульфатах (Васильев, Лапидес, 1976) и других минералах. Известны случаи, когда в водной среде наблюдается более быстрая реакция дегидратации при переходе лавсонит—анортит (Файф и др. 1962). Становится очевидным, что к трем механизмам действия воды, отмеченным Файфом, Тернером и Ферхугеном (1962) (1 — растворяющее, 2 — способствующее диффузии и 3 — ускоряющее образование зародышей и скорость роста), следует добавлять и четвертый, который может быть назван протонным катализом структурных превращений.

Остается открытым вопрос о возможном механизме действия других летучих компонентов, а также промежуточных фаз твердофазных превращений.

Полученные результаты определенным образом освещают и проблему поведения летучих компонентов в породах, главные минералы которых—

амфиболы и слюды. Однако следует остерегаться прямого перенесения механизма и параметров превращений минералов на парагенетические ассоциации из-за возможного проявления граничных эффектов, например, в эвтектиках. Рассмотренные наброски модели могут служить рабочей гипотезой, намечающей пути дальнейших исследований для выяснения качественной и количественной картины термических превращений в минералах.

Автор благодарен Л. В. Таусону за постоянную поддержку проводимых исследований. В течение многих лет работа по термическому изучению амфиболов и слюд проводилась в тесном научном контакте с В. И. Коваленко, которому автор выражает свою признательность. Автор благодарен научным сотрудникам Института геохимии СО АН СССР, в той или иной форме стимулировавшим исследования, — П. В. Ковалю, В. С. Самойлову, В. А. Макрыгиной, Б. В. Петрову, В. А. Писарской.

ЛИТЕРАТУРА

Болдырева В. В. Влияние дефектов в кристаллах на скорость термического разложения твердых веществ. Томск, 1963. 246 с.

Будников Н. П., Гинстлинг А. М. Реакция в смесях твердых веществ. М., Стройиздат, 1971. 487 с.

Васильев Е. К., Лapidес И. Л. Термическое разложение каолинита и позиции воды в его структуре. — В кн.: Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л., «Наука», 1976, с. 117—122.

Гребенщиков Р. Г., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Новые неорганические полимеры — искусственные амфиболы. — «Вестн. АН СССР», 1970, № 7, с. 63—71.

Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А., Корыткова Э. Н., Чигарева О. Г. Синтетические амфиболовые асбесты. Л., «Наука», 1975. 250 с.

Дельмон Б. Кинетика гетерогенных реакций. М., «Мир», 1972. 554 с.

Донней Г., Виар Ж., Собатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах. — В кн.: Физика минералов. М., «Мир», 1964, с. 31—38.

Коваленко В. И., Лapidес И. Л., Брандт С. Б. Изоморфизм рибекита и арфведсонита и кинетика окисления железистых щелочных амфиболов. — «Докл. АН СССР» 1967, т. 177, № 4, с. 925.

Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А., Лapidес И. Л. Новые данные о мусковите 3Т. — «Конституция и свойства минералов», Киев, «Наукова думка», 1974, № 8, с. 9—15.

Коржинский А. Ф. О связи между термическими свойствами амфиболов и содержанием в них щелочей. — «Докл. АН СССР», т. 111, № 2, с. 445.

Лapidес И. Л., Брандт С. Б., Коваленко В. И. Энтальпийные и кинетические эффекты упорядочения в амфиболах изоморфной серии рибекит — кальциевый рибекит. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 681—683.

Лapidес И. Л., Брандт С. Б. Процессы переноса, структурные превращения и резонансные эффекты групп амфиболов. — В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 262—266.

Лapidес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б. Рибекит и арфведсонит: термические превращения, изоморфизм, проблема окисления. — «Конституция и свойства минералов», Киев, «Наукова думка», 1970, № 4, с. 37—51.

Лapidес И. Л., Коваленко В. И., Брандт С. Б. Термические эффекты в щелочных амфиболах. — В кн.: Экспериментальное исследование минералообразования. М., «Наука», 1971, с. 91—95.

Липидес И. Л., Коваленко В. И., Писарская В. А., Афонина Г. Г., Брандт С. Б. Исследования гидротермальной стабильности рибекита кинетическими методами.— В кн.: Экспериментальное исследование минералообразования. М., «Наука», 1971, с. 20—24.

Липидес И. Л., Лебедев В. И. К механизму термических превращений амфиболов.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971 с. 367—371.

Липидес И. Л., Макрыгина В. А., Гормашева Г. С. Термографические отличия мусковитов из магматических и метасоматических пегматитовых жил.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Иркутск, 1972, с. 129—133.

Липидес И. Л., Гормашева Г. С. Поведение химических компонентов лепидолитов при термических превращениях.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 406—409.

Липидес И. Л., Коваль П. В., Коваленко В. И., Макрыгин А. И. Литневые слюды. Краткая термическая характеристика.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Иркутск, 1974, с. 325—328.

Липидес И. Л., Белья Л. А. Энергия активации процесса потери летучих компонентов слюд при их термическом разложении.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Иркутск, 1975, с. 284—300.

Липидес И. Л., Валетов Т. А. Различная заселенность октаэдрических позиций в структуре рибекитов из зоны микроклинитов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 301—305.

Липидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометалльных гранитоидов (химический состав и термический анализ). Новосибирск, «Наука», 1976 (в печати).

Лейси Э. Д. Изучение скорости метаморфических реакций.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 147—160.

Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967. 599 с.

Мальшеса Т. В. Эффект Мессбауэра в геохимии и космохимии. М., «Наука», 1975. 166 с.

Пилоян Г. О. Введение в теорию термического анализа. М., «Наука», 1964. 232 с.

Таусон Л. В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1319.

Файф У., Тернер Ф., Фархуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.

Чigareва О. Г., Федосеева А. Д. Термоаналитическое исследование синтетических волокнистых фторамфиболов.— В кн.: Минералог. сб. Львов. ун-та, 1966, № 20, вып. 2, с. 209—223.

Янг Д. Кинетика разложения твердых веществ. М., «Мир», 1969. 263 с.

Addison C. C., Addison W. E., Neal G. H., Sharp J. H. Amphiboles. Pt I. The Oxidation of Crocidolite.— «J. Chem. Soc.», 1962, N 4, p. 1468—1474.

Addison W. E., Neal G. H., Sharp J. H. Amphiboles. Pt II. The Kinetics of the Oxidation of Crocidolite.— «J. Chem. Soc.», 1962, N 4, p. 1472—1475.

Addison W. E., Sharp J. H. Amphiboles. Pt III. The Reduction of Crocidolite.— «J. Chem. Soc.», 1962, N 9, p. 3693—3698.

Addison W. E., White A. D. The oxidation of Bolivian crocidolite.— «Min. Mag.», 1968, v. 36, N 282, p. 791—796.

Cameron M., Gibbs G. The crystal structure and bonding of fluortremolite: a comparison with hydroxyl tremolite.— «Amer. Miner.», 1973, v. 58, N 9—10, p. 879—888.

Chisholm J. E. Planar defects in fibrous amphiboles.— «J. Mater. Sci.», 1973, v. 8, N 14, p. 475—483.

Clark M. W., Freeman A. G. Kinetics and mechanism of dehydroxylation of crocidolite.— «Trans. Faraday Soc.», 1967, v. 63, N 8, p. 2051—2056.

Coats A. W., Redfern J. P. Thermogravimetric analysis a review.— «Analyst», 1963, v. 88, N 1053, 906—924.

Doelter G., Hussak E. Ueber die Einwirkung geschmolzene Magmen auf Verschiedene Mineralien.— «Neues Jahr. für Miner. Geol. und Pal.», 1884, Bd I, p. 18—44.

Differential thermal analysis. Ed. Mackenzie R. C. Applications. V. 2. London — New York, Acad. Press, 1972, XV. 607 p.

Farmer V., Russell J., McHardy W., Newman A., Ahlrichs J., Rimsaite J. Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites.— «Min. Mag.», 1971, v. 38, N 294, p. 121—137.

Freeman A. G. The dehydroxylation behaviour of amphiboles.— «Min. Mag.», 1966, v. 35, N 275, p. 963—957.

Freeman A. G., Taylor H. F. W. Die Entwässerung von Tremolit. — «Silikatechnik», 1960, Bd II, p. 390—392.

Fripiat J. J., Rouzhet P., Jacobs H. Proton delocalization in micas.— «Amer. Min.», 1965, v. 50, N 11—12, p. 1937—1958.

Hodgson A. A., Freeman A. G., Taylor H. F. W. The thermal decomposition of crocidolite from Kolgas, South Africa.— «Min. Mag.», 1965, v. 35, N 269, p. 5—30.

Johns W. D. A review of topotactic development of high temperature phases from two-layer silicates.— «Bull. Amer. Ceram. Soc.», 1965, v. 44, N 9, p. 682—686.

Ozawa T. Critical Investigation of Methods for Kinetics Analysis of Thermoanalytical Data.— «J. Therm. Anal.», 1975, v. 7, N 3, p. 601—618.

Patterson J. H. The thermal desintegration of crocidolite in air and in vacuum.— «Min. Mag.», 1965, v. 35, N 269, p. 31—38.

Patterson J. H., O'Connor D. J. Chemical studies of amphibole asbestos.— «Aust. J. Chem.», 1966, v. 19, N 7, p. 1155—1164.

Satava V. Mechanism and Kinetics from non-isothermal TG traces.— «Thermochim. Acta.», 1971, v. 2, N 5, p. 423—428.

Strens R. G. J. The common chain, ribbon and ring silicates.— In: Infrared Spectra Miner. London, 1974, p. 305—330.

Šestak J., Berggren G. Study of the kinetics of the mechanism of solid—state reactions at increasing temperatures.— «Thermochim. Acta», 1971, v. 3, N 1, p. 1—12.

Taylor H. F. W. Crystallographic aspects of high temperature transformations of clay minerals.— «Clay and Clays», Minerals Proc. 12 Conf. N. Y., 1964.

Udagawa S., Urabe K., Hasu H.— «J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 11, p. 381—389.

СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ,
ПРИНЯТЫЕ В КНИГЕ

Аб	— альбит	Орт	— ортоклаз
Ан	— анортит	Пи	— пирит
Анат	— анатаз	Пир	— пироксен
Анд	— андалузит	Пл	— плагиоклаз
Ап	— апатит	Сер	— серицит
Би	— биотит	Сл	— слюда
Гидросл	— гидрослюда	Топ	— топаз
Ка	— кальцит	Тур	— турмалин
Касс	— касситерит	Фл	— флюорит
Кв	— кварц	Хл	— хлорит
КПШ	— калиевый полевой шпат	Хп	— халькопирит
Мкл	— микроклин	Цв	— циннвальдит
Му	— мусковит	Цр	— циркон
Мп	— магнетит	ЩПШ	— щелочной полевой шпат
Не	— нефелин	Эп	— эпидот

I. Геохимия гранитоидов

Л е т н и к о в Ф. А. Влияние флюидного режима на формирование гранитоидных комплексов	7
Р я б ч и к о в И. Д., Е ф и м о в А. С., К у л и г и н В. М., Ш и л и н Н. Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм	14
К о в а л е н к о В. И., К о в а л е н к о Н. И. Роль фтора в гранитоидном петрогенезисе и концентрировании редких и рудных элементов	19
Ш т е м п р о к М. Происхождение литиевых альбитовых гранитов Чешского массива (<i>перевод с англ. В. Д. Козлова</i>)	27
К о з л о в В. Д. Геохимические вопросы формирования и дифференциации рудоносных гранитных систем	40
Б ю р н о л ь Л. Геохимические и петрографические черты различных типов лейкогранитов в северо-западной части Центрального Французского массива, их эволюция и связанная с ними минерализация (<i>перевод с англ. В. И. Коваленко</i>)	52
А н т и ц и н В. С. Полевые шпаты — геохимические индикаторы генезиса магматических пород и их потенциальной рудоносности	61
Б о у д э н П. Геохимические аспекты эволюции мезозойских анорогенных гранитов Нигерии и связанной с ними минерализации (<i>перевод с англ. Л. В. Чернышева</i>)	70
Т и ш е н д о р ф Г., Ш у с т Ф., В а с т е р н а к Ю. К геохимической эволюции варисийских гранитов в связанных с ними постмагматических образований в Западных Рудных Горах (Фогтланд, ГДР)	81
В а х р у ш е в В. А., К у з ь м и н М. И. Рудные минералы в тоналит-плагногранитах Центральной Монголии (Долина Озер)	93
Ц а м б е л Б., М а ц е к Ю. Изучение стекол плавящихся гранитоидов Западных Карпат	99

II. Геохимия процессов рудообразования

Ш и л о Н. А. К проблеме систематики золоторудных месторождений	110
С а н и н Б. П. Опыт систематики свинцово-цинкового оруденения Восточно-Забайкальской зоны активизации	117
О в ч и н н и к о в Л. Н., Ж а б и н А. Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях	130
З а г о р с к и й В. Е., М а к а г о н В. М., Ш м а к и н Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов	145
П о л и к а р п о ч к и н В. В., Г а п о н А. Е., Ш е р г и н Б. В. Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе	153
К и т а е в Н. А. Этапы формирования и зональность рудных полей Восточно-Забайкальского золоторудного пояса	162
Г у н д о б и н Г. М., Г у м е н ю к В. А. Некоторые генетические аспекты зональности месторождений золото-серебряной формации	169
П а м п у р а В. Д. Геохимия минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка)	177

III. Глобальная и региональная геохимия

Т у г а р и н о в А. И. Геохимическая жизнь протоконтинентов	188
П а в л е н к о А. С., О р л о в а Л. П. Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры	193

Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса	206
Кузьмин М. И. Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры	215
Глазупов О. М. Геохимические типы гипербазитов	223
Самойлов В. С. Закономерности температурной эволюции химического состава карбонатитов	232
Макрыгина В. А. Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах	238
Коваленко В. И., Павленко А. С., Зайцев Н. С., Яншин А. Л. Проблемы геохимии и металлогении Монгольской Народной Республики	247
Мразек П., Пуба З. Железо, ванадий и уран в породах протерозоя Чешского массива	252

IV. Экспериментальная геохимия

Анфилогов В. Н., Бобылев И. Б., Брагина Г. И. Вопросы физической химии силикатных расплавов	262
Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Сера в основных и ультраосновных расплавах в связи с проблемой формирования медно-никелевых месторождений (по экспериментальным данным)	269
Лапидес И. Л. О механизме термического разложения минералов	280

CONTENTS

I. Geochemistry of granitoids

Letnikov F. A. Influence of fluid regime on the formation of granitoid complexes	7
Ryabchikov I. D., Efimov A. S., Kuligin V. M., Shilin N. L. Physico-chemical analysis of gold behaviour in the acid magma degasification process	14
Kovalenko V. I., Kovalenko N. I. Role of fluorine in granitoid petrogenesis and in concentrations of rare and ore elements	19
Štemprok M. Origin of lithium, albite granites of the Bohemian massif	27
Kozlov V. D. Geochemical aspects of formation and differentiation of the ore-bearing granitoid magmas	40
Burnol L. Geochemical and petrographical features of various lithi granite types of the North-West of the Central French massif, their evolution and mineralization	52
Antipin V. S. Feldspars — geochemical indicators of genesis and potential ore-bearing of magmatic rocks	61
Bowden P. Geochemical aspects of the evolution and mineralization of Nigerian Mesozoic anorogenic granites	70
Tischendorf G., Schust F., Wasternak J. On the geochemical evolution of Variscian granites and related postmagmatic formations in the Western Erzgebirge (Vogtland, DDR)	81
Vakhrushev V. A., Kuzmin M. I. Ore minerals in tonalites-plagiogranites of Central Mongolia (Valley of Lakes)	93
Cambel B., Macek J. Study of glasses of melted granitoids of Western Carpathian	99

II. Geochemistry of ore formation

Shilo N. A. On the problem of the classification of gold deposits	110
Sanin B. P. An attempt of classification of lead—zinc mineralization of the East-Transbaikalian activation zone	117
Ovchinnikov L. N., Zhabin A. G. Geochemical conditions of ore deposition in heterogeneous pyrites deposits	130
Zagorsky V. E., Makagon V. M., Shmakin B. M. Principal regularities of primary halo formation of rare-metal pegmatites	145
Polikarpochkin V. V., Gapon A. E., Shergin B. V. The problem of ore substance sources in the Lena gold-bearing region	153
Kitaev N. A. Stages of formation and zonality of ore fields of the East-Transbaikalian gold-ore belt	162
Gundobin G. M., Gumenuk V. A. Some genetic aspects of zonality of deposits of gold-silver formation	169
Pampura V. D. The mineral formation solutions geochemistry of Pauzhet hydrothermal system (South Kamchatka)	177

III. Global and regional geochemistry

Tugarinov A. I. Geochemical life of protocontinents	188
Pavlenko A. S., Orlova L. P. Role of metamorphic and palingenic differentiation in the continental crust formation	193
Popolitov E. I. Geochemical features of the island arc magmatism and some problems of petrogenesis	206
	293

Kuzmin M. I. Geochemical features of lime-alkaline series of magmatic rocks in the continental crust	215
Glazunov O. M. Geochemical types of hyperbasites	223
Samoilov V. S. Regularities of thermal evolution of the chemical composition of carbonatites	232
Makryghina V. A. Formation conditions of pegmatite belts in Proterozoic metamorphic complexes	238
Kovalenko V. I., Pavlenko A. S., Zaitsev N. S., Yan-shin A. L. Problems of geochemistry and metallogeny of the Mongolian People's Republic	247
Mrazek P., Poucha Z. Iron, vanadium and uranium in Proterozoic rocks of the Bohemian massif	252

IV. Experimental geochemistry

Anfilogov V. N., Bobylev I. B., Bragina G. I. Problems of physical chemistry of silicate melts	262
Almukhamedov A. I., Medvedev A. Ya. Sulphur in basic and ultrabasic melts relative to genetic problems of copper—nickel deposits (after experimental data)	269
Lapides I. L. On the mechanism of thermal decomposition of minerals	280

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Ответственный редактор
Борис Матвеевич Шмакин

Редактор *С. А. Садко*
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Н. Г. Примозенова, А. В. Поддетова*

Сдано в набор 17 ноября 1976 г. Подписано в печать 16 сентября 1977 г. МН 01564. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага машиномелованная 19. печ. л., 26,6 усл. печ. л., +1 вкл. 27,6 уч.-изд. л. Заказ 316. Тираж 1000 экз. Цена 3 р. 10 к.

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

Для получения книг и журналов почтой заказы просим направлять по адресу: 117464 Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

- 480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
- 375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 303;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1;
- 199004 Ленинград, 9-я линия, 16;
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 450075 Уфа, проспект Октября, 129;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Влияние флюидного режима на формирование гранитоидных комплексов. Л е т н и к о в Ф. А. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 7—14.

По условиям образования выделяются две группы гранитоидов: биотитовые гранитоиды гнейсово-купольных структур и региональных зон активизации с окислительным флюидным режимом и гранитоиды со щелочными роговыми обманками и пироксенами, приуроченные к региональным разломам, дренирующим верхнюю мантию, с восстановительным флюидным режимом.

Различия во флюидном режиме предопределяют геохимический обмен пород, что проиллюстрировано на примере лития, рубидия, тантала и ниобия в гранитоидах Кокчетавской глыбы. Показано, что глубинные зоны с восстановительным флюидным режимом благоприятны для длительной транспортировки редких элементов по разрезу земной коры и отложению их на уровне окисления флюидов.

Ил. 1, табл. 4, библи. 18.

Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм. Р я б ч и к о в И. Д., Е ф и м о в А. С., К у л и г и н В. М., Ш и л и н Н. Л. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 14—19.

Проведено экспериментальное изучение концентраций насыщения водного раствора хлоридов натрия и калия и кислото силикатного расплава в отношении металлического золота при высоких температурах и давлениях. Растворимость золота в одномолекулярном хлоридном растворе, равновесном с гранитным расплавом, составляет $1,5 \cdot 10^{-2}\%$, а растворимость в силикатной жидкости при тех же условиях равна $5 \cdot 10^{-4}\%$. На основании полученных данных рассматривается баланс золота в ходе дегазации магм и его поведение в процессе эволюции кислых магматических очагов.

Табл. 1, библи. 14.

Роль фтора в гранитоидном петрогенезисе и концентрировании редких и рудных элементов. К о в а л е н к о В. И., К о в а л е н к о Н. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 19—26.

Приведены природные и экспериментальные данные о роли фтора в процессах образования, эволюции гранитоидных магм и концентрировании в них редких и рудных элементов. Показана способность фтора накапливаться в остаточных гранитоидных магмах, что приводит к образованию низкофтористых расплавов редкометаллических литий-фтористых гранитов, кристаллизующихся в условиях расширенного поля кварца. Приведена зависимость состава таких расплавов от содержания в них фтора. Повышение активности фтора в остаточных гранитных расплавах способствует концентрированию в них одних литофильных редких и рудных элементов (эманационное концентрирование, по Л. В. Таусону) и рассеянию других (кристаллохимическое рассеяние, по Л. В. Таусону).

Ил. 3, табл. 1, библи. 22.

Происхождение литиевых альбитовых гранитов Чешского массива. Ш т е м п е р к М. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 27—40.

Рассмотрены редкометалльные литиевые альбитовые граниты Рудногорской металлогенической провинции Центральной Европы. Приводятся данные об их распространении, геологических условиях залегания, особенностях минерального и химического состава, уровнях концентрации редких элементов, характере сопровождающего оруденения. Отдается предпочтение гипотезе метасоматического происхождения тел литиевых альбитовых гранитов под воздействием растворов глубинного происхождения.

Ил. 5, табл. 4, библи. 26.

Геохимические вопросы формирования и дифференциации рудоносных гранитных систем. К о з л о в В. Д. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 40—51.

Показано, что в процессе развития и дифференциации гранитоидных интрузий наблюдается концентрирование в конечных кислых дифференциатах небольшой группы гранитофильных редких элементов и летучих, степень которого для разных магматических систем различна.

Рудоносность гранитных систем в отношении редкометалльного и оловянно-вольфрамового оруденения в общем случае прямо определяется достигнутым в процессе их дифференциации уровнем концентрации летучих и характерных редких элементов в лейкогранитах, представляющих либо поздние дифференциаты биотитовых интрузий, либо самостоятельные интрузии периода тектоно-магматической активизации. Последние обычно сложены редкометалльными гранитами, характеризующимися высоким уровнем накопления гранитофильных элементов. Их конкретная рудоносность определяется характером и интенсивностью процессов дифференциации в месте становления, приводящих к дальнейшему концентрированию редких элементов в рудоносных фациях апикальных зон и в конечных камерных фазовых дифференциатах.

Единство редкоэлементной геохимической характеристики рудоносных массивов и элементного состава ассоциирующего с ними оруденения свидетельствует о генетическом характере связи последнего с гранитными интрузиями.

Ил. 1, табл. 4, библи. 22.

Геохимические и петрографические черты различных типов лейкогранитов в северо-западной части Центрального Французского массива, их эволюция и связанная с ними минерализация. Бюроль Л. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 52—61.

В северо-западной части Центрального Французского массива выделено три типа лейкогранитов: батолейкограниты, монцолейкограниты и ксенолейкограниты. Батолейкограниты рассматриваются как палингенные, субавтохтонные. Монцолейкограниты генетически связаны с мондонитовыми гранитами, которые образовались из магмы, являющейся глубинным дифференциатом андезитового расплава. Ксенолейкограниты образовались при замещении и палингенезе вмещающих пород. В процессе становления массивов ксенолейкогранитов выделяются три главные фазы—калципатизации, альбитизации и поздней альбитизации, являющиеся, несомненно, магматическими. Редкометалльная минерализация имеет тесную пространственную и временную связь с ксенолейкогранитами. Дается классификация оруденения, связанного с кислым магматизмом в северо-западной части Центрального Французского массива.

Ил. 1, табл. 3, библи. 10.

Полевые шпаты — геохимические индикаторы генезиса магматических пород и их потенциальной рудоносности. Антипин В. С. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 61—70.

Полевые шпаты магматических пород, производных различных по своему генезису и глубинам зарождения магм, имеют резко различающуюся геохимическую специфику, которая не всегда отчетливо видна при сравнении пород. Щелочные полевые шпаты продуктов базальтоидного и гранитоидного магматизма при близком валовом составе различаются величинами индикаторных отношений K/Rb и Ba/Sr . Палингенные гранитоидные расплавы, производные сиалической коры, характеризуются прогрессивным увеличением в $K-Na$ полевых шпатах содержания Rb, Li, Be, Pb, Tl и уменьшением Ba и Sr в процессах дифференциации этих магм. Величины K/Rb и Ba/Sr уменьшаются в этом же направлении. Граниты, с которыми ассоциирует большинство проявлений редкометалльной минерализации, представлены наиболее упорядоченными модификациями полевых шпатов, характеризующихся специфическим редкоэлементным составом. Он может служить индикатором потенциальной рудоносности магматических пород.

Ил. 3, табл. 2, библи. 14.

Геохимические аспекты эволюции мезозойских анорогенных гранитов Нигерии и связанной с ними минерализации. Бодэн П. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 70—81.

Последовательность мезозойских анорогенных гранитоидов Нигерии следующая: 1) субщелочные трахиты, 2) щелочные риолиты, переходящие соответственно в субвулканические снититы и щелочные граниты, 3) биотитовые или гастингсит-биотитовые граниты, не имеющие вулканических эквивалентов. Щелочные и шюмазитовые гранитоиды эволюционировали независимо друг от друга. Щелочные гранитоиды образовались при постепенном переходе агапитовых расплавов в растворы с накоплением резких элементов фтора и воды. Данные первых отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствуют о существовании корового источника их вещества. Биотитовые граниты образовались при разделении расплава и рудоносного флюида. Последний из глубоких горизонтов магматической камеры в позднемагматическую и послемагматическую стадии воздействовал на твердые граниты с образованием сначала литий-фтористых апогранитов, а затем грейзенов с касситеритом и сульфидами Zn, Cu, Fe и Pb . Рудоносный флюид в таких гранитах имеет существенно коровый источник. С участием мантийного вещества образовались первичные снититовые (или трахитовые) магмы.

Ил. 3, табл. 4, библи. 18.

К геохимической эволюции варисцидских гранитов и связанных с ними постмагматических образований в Западных Рудных Горах (Фогтланд, ГДР). Тишендорф Г., Шустер Ф., Вастернак Ю. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 81—93.

Граниты Западных Рудных Гор, с которыми пространственно ассоциируют месторождения W, Mo и Sn , характеризуются преобладанием калия над натрием и обогащены Li, Rb, Cs, Sn, W, Be и Ga . При серицитизации темных слюд в раствор переходит F, Sn и Li , а W концентрируется в сериците. В процессах грейзенизации выносятся Na и K и привносятся Sn, W и F . Литий ведет себя противоречиво. Касситерит-топаз-мусковитовая или циннвальдитовая минерализация, частично с вольфрамитом, генетически связана с гранитами позднего комплекса, приуроченность же к нему вольфрамит-молибденит-пиритовой и кварцевой минерализации не может быть с уверенностью подтверждена. На примере гранитов Рудных Гор подтверждено накопление вольфрама в процессе мусковитизации.

Ил. 4, табл. 3, библи. 13.

Рудные минералы в тоналит-плагиогранитах Центральной Монголии (Долина Озер). Вахрушев В. А., Кузьмин М. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 93—99.

В тоналит-плагиогранитах Джунгитинского массива Монголии установлено присутствие следующих рудных минералов: магнетита, гематита, пирротина, халькопирита и пирита. На основании особенностей состава и внутреннего строения рудных минералов сделан вывод о магматическом происхождении всех слугающих массив пород и их близповерхностном формировании при высоком парциальном давлении кислорода.

Ил. 4, библи. 5.

УДК 550.41

Изучение стекол плавленых гранитоидов Западных Карпат. Памбел Б. М. и др. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 99—109.

Изучены оптические свойства и плотность стекол, полученных из образцов гранитоидов Западных Карпат. Исследованы зависимости показателя преломления, плотности и удельного коэффициента рефракции стекол от минерального и химического состава представляющих стекла образцов. Показано, что результаты изучения физических и оптических свойств стекол могут быть использованы для контроля правильности химического анализа и в качестве дополнительного критерия генетического расчленения гранитоидов. Подтверждена прямая зависимость показателя преломления стекол плавленых гранитоидов от общего содержания кремнезема в стекле.

Ил. 10, табл. 3, библи. 12.

УДК 553.41

К проблеме систематики золоторудных месторождений. Шило Н. А. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 110—117.

Подчеркивается сложность связи золоторудных месторождений с магматизмом и несовершенство концепции специализированных интрузий. Можно рассматривать плутонический, типабиссальный и эффузивный магматизм как звенья единого тектоно-магматического процесса, на одном из этапов которого проявляются региональный метаморфизм, метасоматоз и рудообразование. По принадлежности к соответствующему тектоно-магматическому комплексу предлагается выделять три группы золоторудных формаций — метаморфогенную, плутоногенную и вулканогенную. Выделение рудных формаций в пределах этих групп основывается на изменении жильной ассоциации минералов золоторудных месторождений и металльности последних. Дается геохимическая характеристика формаций.

Библи. 11.

УДК 553.44 : 553.061(571.55)

Опыт систематики свинцово-цинкового оруденения Восточно-Забайкальской зоны активизации. Санин Б. П. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 117—129.

Применение кластер-анализа при обработке геолого-минералогических признаков свинцово-цинкового оруденения и петрохимических данных по магматизму на ЭВМ позволяет более объективно систематизировать месторождения на изучаемом регионе, что дает возможность целесообразно подходить к оценке перспективных площадей и выявлению новых рудных узлов и месторождений.

Ил. 3, табл. 2, библи. 13.

УДК 550.4 : 553.661.2

Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях. Овчинников Л. Н., Жабин А. Г. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 130—145.

Различаются гомогенные и гетерогенные колчеданные месторождения. Первые образуются в результате переноса Fe, Cu, Zn и Pb в серусодержащих гидротермальных растворах. Особенность гетерогенных колчеданных месторождений заключается в наличии в них двух автономных элементов: образующихся первыми тел пиритов, отложенных сернистыми растворами, и сорбирующихся на них полиметаллов из бессернистых или малосернистых гидротерм. Для возникновения промышленного гетерогенного колчеданного месторождения на пиритовой основе необходимо протекание предрудного выщелачивания. В результате металлоносный поток захватывает протопиритовую серу, необходимую для осаждения полиметалла. После этого ход рудоотложения принципиально не отличается от рудоотложения первично-сульфидоносного потока, что обуславливает большое сходство сульфидных гомогенных и гетерогенных месторождений, в том числе по минеральному составу и зональности.

Ил. 5, библи. 24.

УДК 553.064 : 550.84

Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. Загорский В. Е., Макагон В. М., Шамакин Б. М. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 145—152.

Наиболее информативны первичные ореолы Li, Rb и Cs. Среди геохимических аномалий в полях редкометалльных пегматитов выделяются аномалии: 1) зон регионального метасоматоза, 2) пегматитовых полей и 3) пегматитовых жил. Последние наиболее контрастны. Они связаны с процессами экзоконтактового изменения вмещающих пегматитовые жилы пород: развитием слюд по амфиболу амфиболитов или перекристаллизацией биотита в биотитосодержащих сланцах, гольмквиститизацией, турмалинизацией, хлоритизацией. Рассмотрены особенности формирования ореолов в различных породах около пегматитовых жил различного происхождения. Показана возможность применения первичных ореолов Li, Rb и Cs при поисковых и разведочных работах в полях распространения редкометалльных пегматитов.

Библи. 24.

Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе. Поликарпочкин В. В., Гапон А. Е., Шергин Б. В. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 153—162.

Район сложен вулканогенными, осадочными и магматическими образованиями протерозойского возраста. Особенность верхней части разреза — наличие горизонтов пород, состоящих на 30—40% из пелитов и алевролитов, содержащих углеродистое вещество, сульфиды и железистые карбонаты. В районе выделены 2 типа золотоносной минерализации: кварцевожильный и сульфидный прожилково-вкрапленный. Одни исследователи связывают их образование с проявлением магматизма, другие — с процессами регионального метаморфизма, т. е. с выносом Au из областей ультраметаморфизма. Черные алевролиты и сланцы с пиритом и железистыми карбонатами содержат повышенные концентрации Au. Устанавливается четкая зависимость содержания Au от наличия органических веществ. Повышенные концентрации Au в осадочных породах отмечаются в виде полосы северо-восточного направления, в пределах которой расположено основное количество рудопроявлений и месторождений. Золото этих рудопроявлений заимствовано, очевидно, из вмещающих пород и перераспределено растворами внутри горизонтов, изначально обогащенных Au. Предложена гипотеза о гидротермально-осадочном происхождении золотоносных рудопроявлений центральной части Ленского района.

Ил. 3, библи. 17.

УДК 553.411 + 550.84

Этапы формирования и зональность рудных полей Восточно-Забайкальского золоторудного пояса. Китаев П. А. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 162—169.

Золотое орудуение располагается в пределах протяженного Восточно-Забайкальского золоторудного пояса, в различных частях перекрывающего поля развития других металлов, что свидетельствует, по-видимому, о пространственной разобщенности источников разных металлов при более глубинном расположении источников золота. В работе дается группировка золоторудных месторождений региона на минералогической и геохимической основе. В золоторудных полях выделяются различные типы минерализации, рассматриваемые как отражения этапов рудогенетического ряда и обусловленные единым прерывисто-непрерывным процессом эволюционного развития в глубинных частях земной коры магматогенно-рудной системы, связующими звеньями которой являются малые интрузии и дайковые серии пород. Рассматривается горизонтальная и вертикальная зональность этапов минерализации. Разобинение минеральных ассоциаций в пределах собственно золоторудных тел объясняется физико-химической дифференциацией в пространстве гидротермальной системы.

Библи. 17.

УДК 553.065 + 553.412.2

Некоторые генетические аспекты зональности месторождений золото-серебряной формации. Гундобин Г. М., Гумеиук В. А. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 169—176.

Рассмотрены закономерности формирования различных типов зональности золото-серебряных месторождений одного из районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: региональной отдельных рудных зон и отдельных месторождений. Региональная зональность находится в прямой зависимости от тектонической обстановки, влияющей на эволюцию глубинных очагов. Зональность в пределах отдельных зон определяется факторами глубинности и удаленности от крупных гранитоидных массивов, выступающих в качестве носителя тепла, зональность в пределах отдельных очагов — закономерностями саморазвития гидротермальной системы, главным образом изменением режима кислотности-щелочности и влиянием на ход этого процесса конкретной геологической обстановки.

Ил. 2, табл. 1, библи. 16.

УДК 550.89

Геохимия минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка). Пампура В. Д. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 177—187.

Рассматриваются вопросы геохимической специализации хлоридно-натриевых гидротерм Паужетского месторождения на Южной Камчатке. Выделено три геохимических типа гидротермальных растворов: I тип — хлоридно-натриевые трещинно-пластовые воды с высокими содержаниями редких щелочей, стронция и кремнекислоты; II тип — сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые или аммониевые конденсаты, обогащенные тяжелыми металлами; III тип — высококонцентрированные поровые растворы сульфатно-хлоридного состава, обогащенные Mg, Ca, Al, Cu, Zn и Mn. В недрах гидротермальной системы эти растворы сосуществуют и связаны взаимными переходами. При охлаждении и дегазации пластовых вод I типа возникает существенная эволюция их состава. Гидротермы зоны разгрузки перенасынены кремнеземом, кальцием, рудообразующими металлами и газовой фазой по отношению к пластовым водам.

Ил. 2, табл. 4, библи. 15.

УДК 550.4

Геохимическая жизнь протоконтинентов. Тугаринов А. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 188—192

Выделены четыре главных этапа эволюции Земли: 3500 млн. лет, 3500—2600, 2600—1900 и 1900 млн. лет. Показаны изменения состава и рудоносность пород для каждого из этапов. Причиной интенсивного развития гранитов в земной коре считается наличие воды и высоких концентраций U, Th и K, которые способствовали, с одной стороны, осадочной дифференциации вещества протоконтинентов, а с другой — его разогреву. Обсуждаются перспективы архейских зеленокаменных поясов на поиски месторождений Ni, Cu, Au, Pt и Fe.

Ил. 1, табл. 3, библи. 19.

УДК 551.2

Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры. Павленко А. С., Орлова Л. П. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», с. 193—206.

Геохимические различия и неоднородности геофизических слоев континентальной коры и верхней мантии обусловлены метаморфической и палингенной дифференциацией вещества, прошедшего поверхностный цикл уже на самых ранних этапах геологической истории. Фактором теплопереноса при метаморфизме и палингенезе любой глубинности являются планетарные потоки флюидов с H и C в качестве обязательных компонентов. На всех этапах тектонического развития континентов метаморфический и палингенный массообмен ведет к вертикальному разделению гранитофильных и базальтофильных элементов. Для метаморфизма, как и для палингенеза, миграционная способность редких элементов не одинакова. Каждая из фаций глубинности регионального метаморфизма отличается некоторыми определенными уровнями содержания редких элементов, которые устанавливаются в ходе метаморфических минеральных преобразований пород в колоннах восходящих флюидов.

Ил. 5, табл. 1, библи. 38.

УДК 552.30

Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенеза. Пополитов Э. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», с. 206—215.

Геофизические данные, а также непосредственное изучение пород фундамента и глубоких ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами, свидетельствуют о том, что вещество мантии под островными дугами разуплотнено и четкая граница раздела Мохо отсутствует. Формирование крупных магматических очагов в этих областях происходит в P—T-условиях, отвечающих устойчивости плагиоклазового перидотита, поскольку среди ксенолитов отсутствуют образования типа шпинелевых перидотитов, эглогитов и гранатовых перидотитов.

Петрогеохимический состав вулканических продуктов определяется главным образом составом флюидов, возникающих на различных глубинах в результате фазовых переходов при опускании литосферных плит. При продвижении к поверхности флюиды способны извлекать из мантии ее наиболее легкоплавкую часть, обогащенную литофильными редкими элементами. Кислые расплавы, как и основные, вероятно, также формируются при плавлении мантийного вещества, но в несколько иных P—T-условиях.

Табл. 3, библи. 23.

УДК 552.32 552.323.4

Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород проявленных в пределах континентальной коры. Кузьмин М. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 215—223.

Рассмотрены геохимические особенности известково-щелочных серий пород, формирующихся на активных континентальных окраинах на примере четвертичных вулканитов Анд и запада США (Каскадные горы), верхнемеловых эффузивов Охотско-Чукотского пояса и верхнеюрского — нижнемелового магматизма Станового хребта. Выведен средний состав «континентальных» андезитов, которые отличаются от «островодужных» андезитов более высокими содержаниями K_2O и литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr). Показано, что ассоциирующие с вулканическими породами гранитоиды имеют близкие к «континентальным» андезитам содержания большинства редких элементов. На основании особенностей состава и изотопных соотношений стронция в породах известково-щелочных серий активных континентальных окраин делается вывод, что в образовании родоначальных магм процессы плавления вещества верхней мантии имели решающее значение.

Ил., 3, библи. 27.

УДК 552.321.6

Геохимические типы гипербазитов. Глазунов О. М. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 223—232.

Предложена геохимическая систематика гипербазитов, обоснованы понятия геохимический тип и подтип. Приведены характеристики парагенных минералов и пород различных типов. Подчеркивается, что в наиболее глубоких производных мантии (перидотиты из кимберлитов и древнейшие перидотиты щитов) и в породообразующем оливине и энстатите выдерживается тесная положительная корреляция Cr и Ti, что связано с изоморфной позицией элементов в кристаллической решетке. Энстатит обнаруживает низкое содержание Al в связи с высвобождением его на постройку граната. Методом ЭПР в оливине обнаружено присутствие двухвалентного хрома. В породах и минералах так называемых альпинотипных гипербазитов наблюдается только обратная связь Cr и Ti, а энстатит отличается низким уровнем Al. Геохимические типы гипербазитов сравниваются с таковыми ультраосновных пород базальтоидного ряда. Обсуждаются геохимические аспекты генезиса гипербазитов, указывается на возможные пути образования части гипербазитов в негеосинклинальных условиях.

Ил. 3, табл. 5, библи. 16.

Закономерности температурной эволюции химического состава карбонатов.
Самойлов В. С. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 232—238.

В основу работы положены 334 полных химических анализа карбонатов и около 2000 определений Nb, Ta, Ti, Sr, Ba, TR.

Устанавливается закономерное волнообразное изменение содержаний всех петрогенных компонентов, что, по-видимому, связано с проявлением температурной «волны кислотности». Максимальной кислотности отвечает развитие кварцосодержащих карбонатов и карбонатно-кварцевых пород хлорито-серцитово-анкеритовой фации. Формирование собственно карбонатов связано с последовательно возрастающей ролью карбонатной составляющей при выносе Si, Al, Ti и щелочей. Закономерно меняется состав карбонатной составляющей пород: сначала происходит их обогащение CaCO_3 , затем — MgCO_3 и FeCO_3 и вновь CaCO_3 . При образовании карбонатов альбито-кальцитовой фации происходит привнос фосфора, относительное обогащение пород железом и увеличение роли несиликатного железа (магнетита). Кроме того, в условиях этой же фации обычны привнос Nb, а иногда и Ta. Все это создает предпосылки для формирования пород, обогащенных апатитом, магнетитом, пироксеном — «камифоров», и карбонатных пироксеновых руд.

Табл. 3, библи. 11.

Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах. Макрыгина В. А. Проблемы геохимии эндогенных процессов Новосибирск, «Наука», 1977, с. 238—247.

Проведено сравнение геохимических особенностей и условий формирования метаморфических и магматических комплексов разных структурных зон складчатого пояса Байкалид а также сопровождающих их пегматитовых поясов различной специализации. Показано, что специфика состава толщ, отлагающихся в разных частях складчатого пояса — на гранитном основании или коре переходного типа — и специфика тектонического развития структур оказывают решающее влияние на флюидный режим метаморфизма и гранитообразования. При коровом происхождении гранитов эти факторы предопределяют, а при подкоровом усиливают или ослабляют металлогеническую специализацию гранитных расплавов, обуславливая возникновение, специализацию и практическую ценность пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах.

Ил. 1, библи. 23.

Проблемы геохимии и металлогении Монгольской Народной Республики. Коваленко В. И., Павленко А. С., Зайцев Н. С., Яншин А. Л. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 247—252.

Впервые в геологической практике на тектонических картах МНР показаны петролого-геохимические формации и геохимические типы интрузивных пород, имеющие большое значение для выявления перспектив поисков месторождений и общей оценки потенциальной рудоносности территории этой страны. Территория Монголии является новой рудной провинцией, богатой не только традиционно известными в стране проявлениями Sn, W и Au, но и такими редкими элементами, как Ta, Nb, TR, Zr, Hf и др. Изучение вещественной характеристики различных интрузивных пород, разработка их геохимической классификации с целью сопоставления с рудоносными комплексами различных металлогенических провинций и эпох мира, оценка металлогенической роли интрузивных пород, — главная задача геохимических исследований в МНР.

Библи. 11.

Железо, ванадий и уран в породах протерозоя Чешского массива. Мразек П., Поуба В. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 252—261.

Ассоциацию железа, ванадия и урана в породах Чешского массива можно объяснить как характерными условиями зоны гипергенеза, так и тем, что при более высоких температурах гипогенной зоны они образуют равновесные системы. Можно предполагать, что повышенные концентрации урана и ванадия в Чешском протерозое обусловлены эндогенным привнесом этих элементов в связи со щелочными вулканитами и их термальными дериватами. Сформировавшаяся Fe, V и U минерализация протерозойского возраста в последующие геохимические периоды испытывала воздействие эндогенных и экзогенных процессов. Принимая во внимание основные геохимические черты изучаемой области, можно считать, что рудная ассоциация эндогенного происхождения в чешском протерозое образует самостоятельную металлогеническую область.

Ил. 8, табл. 1, библи. 15.

Вопросы физической химии силикатных расплавов. Анфилогов В. П., Бобылев И. Б., Брагина Г. И. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 262—269.

Строение силикатных расплавов рассматривается в рамках теории поликонденсации. Оцениваются степени ионности и молекулярности структурных единиц жидких силикатов и делается вывод о том, что они представляют собой растворы полимеризованных квазимолекул (способных диссоциировать по механизму ступенчатой диссоциации) в ионизированной «свободной» окиси металла-модификатора. На основе развиваемой теории рассмотрены криоскопические характеристики и электропроводность расплавов некоторых бинарных силикатных систем, которые подтверждают корректность принятой модели.

Ил. 6, табл. 2, библи. 16.

Серя в основных и ультраосновных расплавах в связи с проблемой формирования медно-никелевых месторождений (по экспериментальным данным). А л ь м у х а м е д о в А. И., М е д в е д е в А. Я. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 269—280.

На основе анализа собственных и опубликованных к настоящему времени экспериментальных данных других исследователей по растворимости серы в силикатных жидкостях рассмотрены факторы ее вхождения в структуру основных и ультраосновных расплавов в зависимости от их состава, температуры, парциальных давлений серы и кислорода. Анализ проведен в рамках теории поликонденсации. Рассмотрены также условия насыщения расплавов серой, формирования равновесных с ними сульфидно-окисных жидкостей и, как следствие, роль геологических процессов, стимулирующих образование последних. Совокупность экспериментальных данных по растворимости серы не исключает возможности формирования сульфидных ассоциаций, связанных с основными и ультраосновными магмами, в результате процессов глубокой ливкации первично-гомогенного расплава, а также процессов сульфуризации магм в приповерхностных условиях с участием коровой серы.

Ил. 8, табл. 3, библи. 44.

УДК 543.226 + 549.643 + 549.623.5

О механизме термического разложения минералов. Л а п и д е с И. Л. Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 280—289.

На основании литературного материала и ранее опубликованных экспериментальных работ автора рассматривается механизм термических превращений в слюдах и амфиболах. С позиций модели топотаксических реакций исследуется ряд важных этапов (дегидратация, окисление железа, потеря фтора, образование новых фаз) процесса изменения структуры минералов при нагревании. Обосновывается ведущая роль гидроксила и лития как катализаторов перестройки структуры минералов. Выделяется важное начальное звено топотаксических превращений — катионное разупорядочение. Возникновение донорно-акцепторных областей в минералах при их термических превращениях объясняется правилом Сена. Показано, что лимитирующей стадией процессов превращения минералов при нагревании является диффузия.

Библи. 53.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений.

Козлов В. Д., Свядковская Л. Н., Карпов И. К. Слюды магматитов Забайкалья.

Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья.

Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.

Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Барий и рубидий содержащие калиевые полевые шпаты.

Китаев Н. А. Геология и геохимия гидротермальных золоторудных месторождений Восточного Забайкалья.

Санин Б. П., Зорина Л. Д. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 3 р. 10 к.

2276



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ