Б53.2
Г34

ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. И. СМИРНОВ, М. Н. ГОДЛЕВСКИЙ, В. Д. НИКИТИН, А. И. ГИНЗБУРГ,
Е. М. ЭПШТЕЙН, В. А. ЖАРИКОВ, А. А. БЕУС, Г. Н. ЩЕРБА,
Л. Н. ОВЧИННИКОВ, В. Н. КОТЛЯР, В. П. ФЕДОРЧУК, Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор академик В. И. СМИРНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

УДК 553.061.12

553.2
Г34

Генезис эндогенных рудных месторождений. Смирнов В. И., Годлевский М. Н., Никитин В. Д., Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М., Жариков В. А., Беус А. А., Щерба Г. Н., Овчинников Л. Н., Котляр В. Н., Федорчук В. П., Белевцев Я. Н., 1968 г., стр. 1—719.

Описаны геологические и физико-химические условия формирования одиннадцати групп эндогенных рудных месторождений: магматической, пегматитовой, карбонатитовой, скарновой, альбититовой, грейзеновой, плутоногенной гидротермальной, вулканогенной гидротермальной, колчеданной телетермальной и метаморфогенной.

Для магматических месторождений выявлена обстановка обособления рудообразующих веществ при кристаллизационной дифференциации и в процессе ликвации магм основного и щелочного состава.

Для месторождений в пегматитах показана решающая роль в их формировании постмагматических минерализованных водных растворов, производящих метасоматические преобразования, с которыми связаны концентрации ценных минералов.

Для карбонатитовых месторождений описаны условия их возникновения в связи с внедрением ультраосновных щелочных магм и образованием интрузивов центрального типа.

Для месторождений в скарнах рассмотрены парагенетические минеральные ассоциации, свойственные известковым, магнезиальным и силикатным исходным породам.

Для месторождений, связанных с альбититами, определены условия перегруппировки щелочей в апикальных частях массивов кислых и щелочных пород, обеспечивающие концентрацию рудных элементов.

Для месторождений грейзеновой формации выяснены условия накопления рудообразующих минералов в породах силикатного и карбонатного состава.

Для плутоногенных гидротермальных месторождений проанализированы их связи с глубинными магматическими породами, глубины образования и особенности минерального состава.

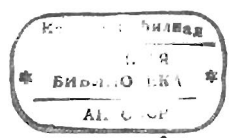
Для вулканогенных гидротермальных месторождений исследованы природные предпосылки образования рудоносных вулканических комплексов и концентрации в них рудообразующих веществ.

Для колчеданных месторождений определены соотношения эндогенных и экзогенных поствулканических процессов в формировании рудных залежей.

Для телетермальных месторождений определены источники рудообразующих веществ, агенты их переноса и способы накопления в пластовых залежах.

Для метаморфогенных месторождений описаны главнейшие провинции их распространения и факторы, регулирующие перегруппировку минеральных масс при их возникновении.

Таблиц 89, иллюстраций 316, библиографий 655 названий.



119603

2—9—4
388—67

ПРЕДИСЛОВИЕ

Мы еще очень далеки от полного и всестороннего понимания генезиса эндогенных рудных месторождений. Но тем сильнее стремление приблизиться к наиболее точному раскрытию геологических и физико-химических условий зарождения и развития этих важных природных образований, возникших многие миллионы лет назад в глубинах земли в обстановке высоких температур и больших давлений.

Мы проникаем в тайны эндогенного рудообразования по трем основным направлениям: 1) изучая геологию рудных месторождений в натуре, 2) моделируя некоторые стороны их формирования в лабораториях, 3) используя достижения смежных наук.

Особенно велико значение природного изучения геологической позиции, строения и состава рудных месторождений — главного источника информации о их происхождении. В результате широкого разворота во всем мире поисковых, разведочных и эксплуатационных работ в руках геологов сосредоточился неповторимой ценности материал о геологических условиях размещения и особенностях образования рудных месторождений. В нашей стране такие данные шли особенно широким потоком в течение последнего пятидесятилетия, после того как Россия сбросила оковы старого мира и вышла на светлый путь коренных социалистических преобразований. Наши достижения за пятьдесят лет Советской власти можно продемонстрировать на резком возрастании минеральной базы рудной промышленности.

Суммарные запасы железных руд царской России оценивались в 2 млрд. *т*, что составляло всего лишь 1,4% мировых запасов. За годы Советской власти наша страна вышла на первое место в мире по ресурсам железной руды. За это время обнаружены и разведаны уникальные месторождения железа в районе Курской магнитной аномалии, изучение которой началось в 1919 г. по прямому указанию В. И. Ленина. Открыты крупные месторождения железных руд на Урале и в Кустанае. Найдены грандиозные залежи железной руды под покровом рыхлых отложений Западно-Сибирской низменности. Расширены площади старых месторождений на Урале, в Казахстане, в Красноярском крае, на Дальнем Востоке. Совершенно преобразовались ресурсы и других черных металлов — марганца, хрома, титана и ванадия.

За это время неузнаваемо изменилась и сырьевая база цветной металлургии. К известным с дореволюционного времени достаточно скромным месторождениям меди Среднего Урала и Малого Кавказа

прибавились новые крупные медные месторождения Джезказгана и Коунрада в Казахстане, Гайское и Блявинское на Южном Урале, Норильское и Талнахское в Красноярском крае, Удоканское в Читинской области, Алмалыкское в Узбекистане, Каджаранское и Агарокское в Армении.

Царская Россия была на одном из последних мест в мире по запасам и добыче свинца и цинка. В настоящее время Советский Союз относится к странам, наиболее обеспеченным запасами руд указанных металлов. Этому способствовало обнаружение крупных месторождений на Алтае, в Казахстане, Средней Азии, а в последние годы — в Красноярском крае, Бурятии и Азербайджане. Дореволюционная Россия не имела выявленных запасов минерального сырья для производства алюминия. К настоящему времени открыты и разведаны многочисленные месторождения бокситов, нефелиновых сиенитов. Хотя русская золотая промышленность имеет двухвековую историю, в 1913 г. Россия занимала лишь четвертое место в мире по добыче этого металла. За советский период выявлены новые крупные золотоносные провинции в Якутии, на Дальнем Востоке, в Колымском крае, Казахстане, Средней Азии и на Кавказе, а также расширены границы ранее известных золотых рудных полей Урала и Сибири. По мере развития и совершенствования промышленности перед советскими геологами была выдвинута проблема обеспечения современной техники сырьем для производства редких металлов. И советские геологи с честью разрешили эту сложную проблему, обнаружив и разведав промышленные месторождения руд олова, вольфрама, молибдена, кобальта, сурьмы, ртути, тантала, ниобия, бериллия, лития, индия, галлия, германия, теллура и других редких и рассеянных элементов. Наши геологи обеспечивают разведанными радиоактивными рудами атомную промышленность страны.

Практические результаты геологической деятельности были бы немыслимы без успехов теории рудообразования. Советский период отмечается крупными сдвигами в этой области. За это время существенно продвинулись вперед наши знания о генезисе магматических, хромитовых, титаномагнетитовых, сульфидных медно-никелевых и редкометальных месторождений. Всему миру стали известны достижения советских геологов в области исследования пегматитов и связанных с ними ценных минералов. Заново пересмотрена концепция образования скарновых месторождений. Заметен прогресс в исследовании источников вещества для гидротермальных месторождений цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, форм их переноса и условий концентрации, в исследовании геологических структур и минерального состава руд этой важной группы эндогенной серии минерального сырья. Выявлены новые генетические группы эндогенных рудных месторождений, связанные с карбонатитами и альбититами. Углублены представления о метаморфизме рудных месторождений и о роли этого процесса в образовании руд. Создано новое направление о региональном анализе условий образования и природных закономерностей размещения рудных месторождений, ставшее научной базой для про-

гноза распространения источников минерального сырья как основы для его успешных поисков и открытий. Уверенно пробивают себе дорогу идеи об оптимальных глубинах формирования эндогенных руд и приемах поисков скрытых месторождений, призванных еще более укрепить минерально-сырьевую основу горной промышленности, в первую очередь за счет выявления новых богатых рудных скоплений.

Постановка экспериментов, моделирующих в лабораторных условиях эндогенное рудообразование, пока еще не достигла охвата этого грандиозного процесса в целом. Но лабораторная проверка отдельных сторон его уже много дала для количественной характеристики физико-химических деталей глубинного рудообразования. Особенно заметны достижения в области ликвации силикатно-сульфидных систем, возможностях и механизме отделения рудообразующих веществ из магмы, переносе их в газовой и жидкой фазах, полях устойчивости некоторых рудообразующих минеральных парагенезисов в зависимости от условий состава рудоначальных растворов, температуры, давления, кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной обстановки, а также дифференциации веществ при заполнении открытых полостей и при метасоматозе, приводящей к закономерно зональному строению рудных тел и их обрамления.

Достижения в области физики, химии, физической химии и химической физики позволили перенести часть их данных в сферу расчета параметров и процессов миграции, рассеяния и концентрации рудообразующих веществ, приводящих как к разрушению, так и к возникновению эндогенных месторождений в различных зонах земной коры в ходе ее геолого-исторических преобразований.

Все это позволило подвести итоги современных знаний об условиях возникновения эндогенных рудных месторождений, что могло бы служить основой дальнейшего прогресса в этой области геологических наук.

Мы полагали, что это особенно уместно сделать к полувековому юбилею Великой Октябрьской Социалистической революции, открывшей широкую дорогу геологическим исследованиям в нашей стране.

По инициативе редактора этой книги группа лиц, посвятившая всю свою сознательную жизнь увлекательному изучению геологии эндогенных рудных месторождений, взялась за это. Мы поставили перед собой в качестве генеральной задачи освещение современных знаний рудообразования по группам эндогенных месторождений. Авторы не преследовали цель разработки сводной генетической классификации глубинных рудных месторождений, но последовательный перечень глав этой книги говорит о нашем подходе к такой группировке.

Книга представляет собой коллективную монографию с описанием условий образования важнейших групп эндогенных месторождений: магматических, пегматитовых, карбонатитовых, скарновых, альбититовых, грейзеновых, плутоногенных гидротермальных, вулканогенных гидротермальных, телетермальных, колчеданных и метаморфогенных. В монографии в основном освещен генезис рудных месторождений,

но в некоторых главах с той или иной полнотой дана характеристика условий образования некоторых нерудных полезных ископаемых. Мы стремились составить описание каждой группы по единому, заранее разработанному и согласованному плану. В начале приводятся краткие сведения об отличительных признаках группы, ее практическом значении и истории изучения. Затем описывается геологическая обстановка возникновения и нахождения месторождений. Далее суммируются данные о физико-химических параметрах, регулирующих ход рудообразования, и сообщаются представления о генетическом подразделении рассматриваемой группы на классы или формации. В конце каждой главы приводится краткий перечень литературы.

Авторы книги учли с благодарностью полезные замечания рецензента Д. И. Горжевского.

Лица, которые будут пользоваться книгой, заметят, что в каждой главе обнаруживаются те или иные отклонения от единого плана, обусловленные особенностями темы, личными взглядами авторов и их научными увлечениями. Редактор не ставил перед собой задачу выравнить материал всех глав, стремясь, наоборот, сохранить неприкосновенными манеру письма, научные принципы и убеждения каждого из авторов. Вследствие такого подхода в книге, если ее рассматривать по частям, могут быть замечены противоречия, но зато в ней бережно сохранялось научное мировоззрение каждого автора, вселявшее надежду, что вследствие этого труд в целом окажется более оригинальным и содержательным, способным заинтересовать наших требовательных читателей.

Глава первая МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Содержание и объем понятия «магматические месторождения»

Магматические рудные месторождения представляют собой преимущественно составные части включающих их массивов основных, ультраосновных и реже щелочных интрузивных пород. Это не значит, что рудные минералы обязательно являются породообразующими или акцессорными, они могут быть гистеромагматическими или даже более поздними, важно лишь, что их образование является частью общего процесса формирования данного интрузива. Сопровождающими жильными минералами служат минералы, входящие в состав изверженных пород. Если наблюдаются признаки метаморфизма и метасоматоза, то они принадлежат к добавочным процессам постмагматической стадии развития интрузива или к аллометаморфизму.

Некоторые магматические месторождения являются частью массива пород, содержащих в рассеянном виде полезные минералы, и имеют форму самого массива. Рудные минералы могут также концентрироваться в определенных зонах массива изверженных пород и образовывать неправильные пластообразные залежи с постепенным переходом от руды к самой породе. Наконец, рудные минералы могут образовывать секущие залежи как в теле самого массива, так и во вмещающих породах (отщепленные месторождения).

Промышленное значение

Магматические месторождения являются основными поставщиками хрома, в значительной степени также титана, никеля, кобальта, платиновых металлов, ванадия, меди, селена, теллура, фосфора, редких земель и некоторых редких элементов.

Хром. Хромшпинелиды с общей формулой $(Mg, Fe)\,(Cr, Al, Fe)_2O_4$ встречаются обычно совместно, и в практике горного дела все они называются просто хромитами. Выделяются следующие типы хромитовых руд: а) по отношению $FeO : MgO$ (1 : 2 в гипербазитах подвижных поясов, 1 : 1 в стратиформных интрузиях); б) по содержанию хрома (богатые хромом — среди дунитов, бедные хромом — среди гарцбургитов). Содержание Cr_2O_3 в чистых хромшпинелидах 18—62%, в среднесортных рудах 46—48%, в высокосортных 50—51%.

Разведанные и особенно осваиваемые запасы хромитов сосредоточены в немногих странах (табл. 1).

В первое десятилетие после первой мировой войны добыча хромитов возросла более чем в 3,5 раза, а затем несколько упала в связи с кризисом 30-х годов. В 1959—1963 гг. суммарная добыча хромитов в капиталистических странах возросла по сравнению с довоенным уровнем в 5 раз. Значительно выдвинулись в это время ЮАР, Турция, Филиппины, Албания и Югославия.

Титан. Титан в настоящее время находит широкое применение во многих отраслях промышленности. Мировые запасы и продукция титанового концентрата из коренных месторождений приведены

Таблица 1

Запасы и продукция хромитов по странам

Страна	Запасы, млн. *т*	Продукция, тыс. *т*				
		1929 г.	1937 г.	1953 г.	1959 г.	1963 г.
ЮАР	150	64	169	725	750	873
Южная Родезия	50	266	276	420	543	413
Турция	20	15	192	913	427	445
Филиппины	20	—	74	557	720	502
США	5	—	2,4	53	105	—
Куба	5	54	95	68	44	56
Новая Каледония	5	53	48	122	48	20
Бразилия	4	—	3	3,5	7	19
Сьерра-Леоне	1,5	—	0,7	25	20	—
Индия	1,32	50	63	90	105	71
Греция	1	24	53	237	23	18
Албания	Нет свед.	—	—	—	273	310
Югославия	„ „	43	—	—	118	103
Иран	„ „	—	—	13	61	110
Прочие страны	—	65	43	50	1071	1535
Всего		634	1020	3076	4315	4475

Таблица 2

Запасы руд и продукция титанового концентрата (ильменита) по странам (коренные месторождения)

Страна	Тип руды	Запасы, млн. *т*		Содержание TiO_2 в руде, %	Продукция, тыс. *т*				
		руда	в пересчете на TiO_2		1929 г.	1937 г.	1953 г.	1959 г.	1963 г.
Норвегия	Ильменит	150	23,3	40	8	67	128	250	276
	Титаномагнетит			3—7					
Швеция	То же	225	15,5		Нет свед.				
Финляндия	„ „	100	6	6	—	—	—	95	120
Танзания	Ильменит в магнетитовых рудах	1227	147	12—13	—	—	—	—	—
ЮАР	То же	23	1,1	—	—	—	—	87	31
Канада	„ „	113	36	32	2	4	121	270	379
США	Ильменит	628	44,3	0,5—35,0	2,5	25	466	635	888

в табл. 2. Добыча титановых концентратов из магматических месторождений в капиталистических странах в 1929 г. составила 12,5 тыс. *т*, а в 1937 г. в связи с развитием производства титановых красок и использованием титана в металлургии достигла почти 100 тыс. *т*.

В годы войны США оказались отрезанными от источников сырья, что способствовало развитию добычи внутри страны. В 1941 г. была начата разработка очень крупного месторождения в Адирондакских горах. По неполным данным, в 1963 г. добыча концентрата из коренных месторождений достигла 1700 тыс. *т*, превысив добычу 1929 г. в 140 раз.

Среди титановых руд выделяются: ильменит-магнетитовые (TiO_2 от 8—10 до 20%), титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые (TiO_2 от 5 до 6%), гематит-ильменитовые и рутиловые (TiO_2 от 35 до 75%).

Никель. В мировом производстве никеля медно-никелевые месторождения дают основную массу (около 80%) металла, причем за гра-

ницей почти весь он добывается в Канаде (Садбери, район Томпсон). В табл. 3 показаны запасы и производство никеля из медно-никелевых месторождений в капиталистических странах.

Таблица 3

Запасы и производство никеля в продуктах металлургического передела в капиталистических странах (сульфидные медно-никелевые месторождения)

Страна	Запасы, тыс. *т*	Среднее содержание никеля в рудах, %	Производство никеля, тыс. *т*			
			1937 г.	1958 г.	1959 г.	1963 г.
Канада	6400	0,75—2,8	102	130	186	220
США	127	0,46—2,5	0,2	0,5	11	11
Финляндия	85	0,1—0,8	—	0,4	0,1	0,2
ЮАР	50	1,4	—	2,7	3	2,7
Всего	6662					

Примечание. В США никель получают главным образом как побочный продукт при электролитическом рафинировании меди.

На долю Канады приходится 96% запасов, заключенных в сульфидных медно-никелевых рудах. Производство никеля в Канаде неуклонно растет и за последние 25 лет удвоилось. Кроме никеля и меди, руды месторождений Садбери содержат кобальт, золото, серебро, платиновые металлы, селен и теллур, которые извлекаются попутно. Металлы платиновой группы присутствуют в очень малых содержаниях, но перерабатываемое количество руды настолько велико и процессы извлечения так эффективны, что Канада является одним из крупнейших производителей этих металлов. Садбери дает также 13% мировой добычи золота (без СССР).

Содержание в рудах никеля обычно варьирует во вкрапленных рудах от 0,3 до 1,5%, в брекчиевых и массивных рудах — от 1,5 до 4—5%, иногда до 7%. Отношение Cu : Ni тоже может быть различным — от 1 : 4 до 2 : 1 и даже до 3 : 1. Отношение Co : Ni колеблется от 1 : 10 до 1 : 30, отношение (Ni + Cu) : S обычно составляет 1 : 3—1 : 5.

Содержание платиновых металлов в рудах варьирует в широких пределах — от 0,2—0,5 до 4—5 *г/т*; в некоторых разностях, особенно в рудах, обогащенных медными минералами, оно возрастает до 50—60 *г/т*. Содержание золота обычно составляет 0,5—0,7 *г/т*, содержание серебра — до 20 *г/т*. В небольших количествах присутствуют селен и теллур. Все разности сульфидных медно-никелевых руд обогащаются флотацией и другими методами.

Краткая история изучения и классификация

Обычно считается, что основоположником магматической гипотезы является И. Фогт. Однако еще в 1847 г. Эли де Бомон писал о большом значении магматической дифференциации для процесса рудоотложения. Он указывал, что хотя металлоносные месторождения встречаются обычно в форме жил, иногда они носят также характер сегрегаций в самих изверженных породах, в которых они выкристаллизовались во время остывания интрузивной магмы. В качестве примера он приводит месторождения магнетита, хромита и платины в виде сегрегаций в основных изверженных породах на Урале, в Таберге (Швеция) и в других районах.

Тот факт, что некоторые минералы, например платина, образуют скопления в самих изверженных породах, тогда как другие уносятся в форме эманаций, он объясняет разницей в химических свойствах металлов.

Таким образом, уже более 100 лет назад были высказаны правильные мысли о взаимосвязи месторождений, которые в настоящее время называются магматическими и гидротермальными.

В конце XIX в., в период расцвета современной гидротермальной теории, появилась статья норвежского металлурга и минералога И. Фогта (Vogt, 1893). В этой статье давался разбор процессов образования рудных месторождений при дифференциации в основных магмах, описывались изверженные сегрегации ильменита и титанистых железных руд и сегрегации никеленосного пирротина в основных изверженных породах — норитах и габбро. В понимании И. Фогта магма не является непременно силикатной, а может состоять из некоторой, довольно простой несиликатной сегрегации или продукта дифференциации, как например, из хромита, ильменита, пирротина, пирита, кварца и т. д. В пользу своей точки зрения он приводил веские аргументы, основанные на полевых наблюдениях и микроскопических исследованиях, дополненных данными из металлургической практики и собственными экспериментами. И. Фогт установил, что моносульфиды до известной степени растворимы в сухих расплавах основного характера, т. е. в расплавах с большим содержанием железа, кальция и марганца. При благоприятных условиях, в особенности при температуре около 1500° С, в них может раствориться 6—7% сульфидов.

Неверным является довольно распространенное мнение о том, что И. Фогт признавал только ликвацию in situ. Наоборот, он считал, что многие из месторождений упомянутого типа могли образоваться путем магматической инъекции. Однако возможности ее строго ограничены, и распространять ее на все сульфидные или иные жильные месторождения нельзя (Vogt, 1924). Таким образом, И. Фогт является не крайним защитником рудных магм (каковым стал впоследствии Спёрр), а сторонником более умеренных взглядов.

По его мнению одни классы рудных месторождений образовались разными процессами дифференциации в жидких магмах, другие — путем извлечения металлов из магмы растворенными летучими соединениями. И, наконец, относительно некоторых классов рудных месторождений можно предполагать, что содержащиеся в них металлы происходят из первичных, вероятно, из остаточных магм, но вопрос о том, каким образом произошло это извлечение из магмы, предстоит разрешить будущим исследователям.

В работе 1927 г. И. Фогт, корректируя свою первоначальную гипотезу относительно образования хромита, допускал погружение ранних выделений в более горячие зоны интрузива, а также их селективную резорбцию с последующим новообразованием сегрегаций хромита. Того же взгляда придерживался Н. Боуэн. В 1928 г. А. Заварицкий высказывает противоположный взгляд на образование хромитовых сегрегаций в поздний этап застывания интрузивов. Несколькими годами позже американские геологи Р. Фишер, Н. Кип, К. Росс и другие пришли к мнению о преобладающей роли в образовании хромитовых месторождений гидротермальных процессов. Современные взгляды на происхождение хромитов, господствующие в СССР, опираются на исследования А. Заварицкого, А. Бетехтина (1934, 1940), П. Татаринова и Г. Соколова (1948), обосновывающих позднемагматическое образование основной массы хромитовых месторождений, связанных с гипербазитами.

В отношении титановых месторождений Г. Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1925) считал, что кристаллизационная дифференциация явля-

ется основным определяющим фактором концентрации руды. Дискордантные массы руды он рассматривал как «выделения при расщеплении в жидком состоянии, аналогичные сульфидным медно-никелевым месторождениям».

А. Заварицкий (1963_2) еще в 1926 г. предполагал, что магматические месторождения титана образовывались из остаточного раствора базальтовой магмы («фузивные» месторождения). Эти взгляды в настоящее время не только не оспариваются, а все больше подтверждаются наблюдениями геологов.

После работ И. Фогта ликвационно-магматическая гипотеза в отношении образования медно-никелевых месторождений была положительно принята большинством геологов. Она была применена А. Барлоу и А. Колмэном для объяснения генезиса месторождения округа Садбери, Г. Шнейдерхеном — Бушвельдского массива, Д. Шольцем — Инсизвы, Г. Вайриненом — Печенги, В. Котульским — Мончи и Норильска. Условия ликвации изучались экспериментально многими учеными, начиная с И. Фогта и кончая Я. Ольшанским (1950, 1951).

Наиболее полно ликвационно-магматическая теория была разработана В. Котульским (1948), по мнению которого вкрапленные и сплошные руды различаются не только морфологически, но и генетически. Так же, как и Д. Шольц, В. Котульский рассматривает кристаллизационную дифференциацию сульфидов, приводящую к конечным продуктам пневматолитового и гидротермального характера, богатым летучими. Попытка охватить единой гипотезой различные проявления медно-никелевой минерализации привела Г. Шнейдерхёна к построению обобщенной схемы. Им была выдвинута идея автогидратации месторождений чисто магматического типа.

Концепция Г. Шнейдерхёна содержит два основных момента: 1) сульфиды отделяются от основной магмы всегда в результате ликвации; 2) отложение и переотложение сульфидов находится в зависимости от содержания в магме летучих веществ.

Гидротермальная гипотеза происхождения медно-никелевых руд имеет столь же давнее происхождение, как и ликвационно-магматическая. Впервые в общей форме ее высказал немецкий геолог Р. Бек (Beck, 1901). Однако вначале эта теория довольно безуспешно боролась с гипотезой Фогта и лишь в послевоенное время получила распространение в связи с геологическими исследованиями в районе Садбери и на Кольском полуострове.

Первые признаки «кризиса» ликвационно-магматической гипотезы появились незадолго до второй мировой войны и были связаны с большой работой по ревизии всего геологического материала в районе Садбери, выполненной под наблюдением Л. Грейтона, которая привела к признанию гидротермального происхождения руд в той или иной интерпретации этой гипотезы (Yates, 1948; Davidson). Главными доводами в пользу новой гипотезы явились: большой разрыв во времени между внедрением норита и последующим образованием руд и факт замещения рудой цемента инъекционных брекчий.

Наличие метасоматических руд в районе Печенги вызвало появление гидротермальной гипотезы и в СССР (Елисеев, 1958). Однако эта гипотеза не объясняет многих особенностей медно-никелевых руд. Основой ликвационно-магматической гипотезы по-прежнему являются сингенетические вкрапленные руды.

Классификация рассматриваемых месторождений разрабатывалась уже давно. Еще в 1925 г. в работах П. Ниггли и Г. Шнейдерхёна магматические месторождения никак не разделялись или среди них выделялись лишь две группы: интрамагматические образования и отжатые рудные инъекции.

В 1926 г. А. Заварицкий предложил схему подразделения магматических месторождений, которая с небольшими изменениями действительна по настоящее время.

А. Месторождения, образовавшиеся путем кристаллизационной дифференциации

1. Аккумулятивные — шлировые месторождения ранних выделений рудных минералов.
2. Фузивные — гистерогенные шлиры и реже отщепленные месторождения.

Б. Ликвационные месторождения

1. Собственно ликвационные.
2. Синтектически-ликвационные, редко шлиры, обычно отщепленные месторождения.

Для хромитовых месторождений генетическая классификация была выработана Г. Соколовым (1948).

А. Протомагматические

Б. Гистеромагматические

1. Автомагматические (сингенетические, смешанные и эпигенетические).
2. Гетеромагматические (смешанные и эпигенетические).

Главные трудности обычно возникают при различении авто- и гетеромагматических месторождений.

Для титановых месторождений существует генетическая классификация И. Малышева (1957), основанная на связи месторождений с петрографическими формациями, что, несомненно, рационально для магматических месторождений.

А. Месторождения, связанные с габброидными интрузивами

1. Месторождения среди анортозитовых массивов.
2. Месторождения среди габбровых массивов.
3. Месторождения в малых габбро-диабазовых интрузиях.
4. Месторождения в ультраосновных дифференциатах габброидных массивов.

Б. Месторождения, связанные со щелочными интрузивами

1. Месторождения среди ультраосновных-щелочных массивов.
2. Месторождения среди луяврит-фоянит-уртитовых массивов.

Для сульфидных медно-никелевых месторождений до последнего времени классификации не было. Иногда их делили на сингенетичные и эпигенетичные, но это скорее деление руд, а не месторождений. Г. Шнейдерхён в своем курсе выделяет тип Садбери и тип рифа Меренского, что, конечно, не охватывает всех медно-никелевых месторождений.

В 1963 г. М. Годлевским предложена следующая классификация сульфидных медно-никелевых месторождений.

1. Месторождения протерозойского возраста на древних кристаллических щитах.
2. Месторождения поздне- и послепротерозойских подвижных зон.
3. Месторождения на эпипротерозойских платформах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Для магматических месторождений неизвестны материнские интрузии, состав которых был бы кислее диоритов, поэтому при их изучении совершенно отпадает вопрос о палингенезе и палингенных магмах и в качестве первоисточников следует рассматривать лишь подкоровое вещество.

Общая приуроченность изверженных пород к подвижным поясам и зонам активизации платформ свидетельствует о том, что области

изменения давления были наиболее благоприятны для образования и перемещения магматических расплавов.

В последние годы геофизики добились больших успехов в решении некоторых коренных проблем внутреннего строения Земли. Особенно интересны исследования Б. Гутенберга (1964) относительно астеносферного слоя пониженной скорости в мантии. Эти исследования, начатые еще в 1926 г., вначале были встречены с недоверием, а затем получили всеобщее признание. Было доказано существование почти повсеместно астеносферного канала пониженной скорости (волновода Гутенберга). Этот канал имеет размытые границы, глубина его 60—250 *км*, вещество в нем пластично. Б. Гутенберг полагает, что этот слой пониженных скоростей совпадает с ослабленным слоем Земли, в котором происходят медленные пластические движения изостатической компенсации. Этот слой должен играть большую роль в формировании тектонических структур и питании магматических очагов. Слова Ю. Ризниченко — «верхняя мантия — истинная фабрика материала и внутренних движений земной коры» — более всего могут быть отнесены именно к волноводу Гутенберга.

Относительно состава мантии и происхождения образующихся в ней (в первую очередь в пределах астеносферы) магм существует много гипотез. Скачкообразное изменение скорости сейсмических волн от 7 до 8 *км/сек* на поверхности Мохоровичича свидетельствует о существовании ниже этой поверхности слоя большой плотности — перидотитового или, по другим предположениям, эклогитового. Большинство петрологов и геохимиков, в том числе Н. Вашингтон, Н. Боуэн, А. Заварицкий, П. Баддингтон, А. Виноградов предполагают, что перидотитовый слой Земли состоит главным образом из оливина, пироксена и приблизительно 20—30% полевого шпата, причем по составу эти породы близки хондритовым метеоритам.

Хондриты представляют собой наилучшую химическую модель мантии. Количественно они преобладают среди метеоритов, причем состав их достаточно однообразен. Судя по различным источникам, обнаруженные в хондритах стабильные изотопы находятся в таком же соотношении, как и в земных элементах. При обсуждении вопросов об источниках специализированных магм, формирующих магматические месторождения, представления о дифференциации хондритового вещества играют первостепенную роль. А. Виноградов (1961, 1962) высказал предположение о возможной аналогии процессов выплавления вещества земной коры из мантии механизму зонного плавления. Анализируя результаты зонной плавки силикатной фазы хондритов и применяя геохимический анализ распределения химических элементов между дунитами, базальтами и метеоритами, А. Виноградов пришел к выводу, что в процессе выплавления и дегазации легколетучих веществ из мантии происходит разделение вещества мантии на дуниты и базальтическое вещество.

Анализ распределения магматических рудных месторождений в связи с геотектоническими структурами показывает, что в большинстве случаев они возникают в зонах консолидированной земной коры в геоантиклиналях и на платформах, или же бывают связаны с протяженными глубинными разломами, ограничивающими структурно-фациальные зоны геосинклинальных прогибов.

Поскольку фундамент платформ образуется в результате неоднократного повторения геосинклинальных режимов и консолидации ранее существовавших геосинклиналей, то не существует принципиального различия между земной корой платформенных областей и корой подвижных зон, завершивших полный цикл своего развития. И в тех и в других подъем магматических масс совершается по глубоким расколам, далеко проникающим в мантию. Таким образом, явно просле-

живается связь магматических месторождений в разные периоды развития регионов с подкоровым пространством, возможно, астеносферой.

Вследствие неравномерности и необратимости общего течения жизни Земли отдельные мегахроны весьма существенно отличаются друг от друга, при этом наряду с цикличностью обнаруживается и определенная направленность развития земной коры[1]. Архей относится к нуклеарной стадии (Павловский, 1964). На границе с нижним протерозоем возникает протогеосинклинально-протоплатформенная стадия развития. Протогеосинклинали зачастую обладали неполным циклом развития, слабым проявлением складчатости и малоконтрастными движениями. Протогеосинклинали замыкались в среднем протерозое (1900—1600 млн. лет), и на их месте закладывались эпинижнепротерозойские платформы или образовывались новые геосинклинальные системы с миграцией основных геосинклинальных и геоантиклинальных зон в пространстве.

Средний протерозой являлся второй эрой значительных изменений земной коры. В течение среднего протерозоя происходило преобразование геосинклинальных зон в платформы. Эту стадию мы назовем стадией становления эпинижнепротерозойских платформ. Она характеризуется унаследованностью основных геотектонических структур, германотипной тектоникой, слабо контрастными движениями, значительным магматизмом платформенного или переходного типа.

Верхний протерозой (1600—570 млн. лет) характеризуется образованием нормальных осадков и замиранием магматической деятельности на платформах, а также заложением ряда верхнепротерозойских геосинклиналей — готид, уралид, байкалид, гренвильской системы и т. д.

В течение верхнего рифея произошло замыкание геосинклиналей байкальского цикла и образовались эпипротерозойские платформы, а также возникли новые подвижные пояса.

Металлогенические эпохи

Металлогенические эпохи магматического оруденения связаны с эпохами наиболее значительных перестроек земной коры. Выделяются следующие металлогенические эпохи.

Архейско-нижнепротерозойская. К этой древнейшей эпохе рудообразования по радиометрическим данным можно отнести некоторые медно-никелевые месторождения (Монча на Кольском полуострове — 2600 млн. лет по свинцовому методу, Аллареченское на Кольском полуострове — 2500 млн. лет), отвечающие переходу от нуклеарной стадии развития к протогеосинклинально-протоплатформенной. Э. Герлинг дает породам Мончи даже более древний возраст — 6500 млн. лет.

Среднепротерозойская. Эта эпоха соответствует стадии становления эпинижнепротерозойских платформ и является одной из самых продуктивных эпох образования медно-никелевых месторождений. В эту эпоху образовались Бушвельд в Южной Африке, пояс Томпсон в Канаде (?), большинство месторождений Балтийского щита (Печенга, Ловно, Панская тундра, Сальная тундра, Микола-Нивола в Финляндии), месторождения Воронежского поднятия и др.

Верхнепротерозойская. На Северо-Американской платформе с началом формирования Гренвиллской геосинклинали и обра-

---

[1] В данной главе применяется геохронологическая шкала в абсолютном исчислении по данным на апрель 1964 г. (Афанасьев и др., 1964). Нижняя граница палеозоя 570 млн. лет, верхнего протерозоя 1600 млн. лет, среднего протерозоя 1900 млн. лет, нижнего протерозоя 2600 млн. лет.

зованием флексурных перегибов связано образование ряда громадных дифференцированных никеленосных и титаноносных интрузий — Садбери в Канаде, Стиллуотер, Дулут, Адирондак в США и др. Верхнепротерозойская эпоха является главной эпохой формирования титановых месторождений.

Эпипротерозойская (байкальская). Со стадией замыкания байкальских геосинклиналей и образованием эпибайкальских платформ связано формирование никелевых месторождений довыренского комплекса в Северном Прибайкалье, никеленосных интрузий Станового хребта и ряд других месторождений.

Палеозойская (каледоно-варисская). В эту эпоху происходит образование магматических месторождений, связанных с глубинными разломами геосинклинальных областей. Так образовались хромитовые, титаномагнетитовые и платиновые месторождения Урала, ордовикские хромитовые месторождения Аппалачей в США, небольшие медно-никелевые месторождения Новой Шотландии и Нью-Брансуика в Канаде и др. На платформах формируются щелочные и ультраосновные щелочные интрузии центрального типа.

Раннемезозойская. Образование медно-никелевых (с платиной) месторождений на платформах (Сибирь, Китай, Южная Африка) связано с периодом их тектонической активизации и эпохой образования неоокеанов. Многие из этих месторождений имеют отчетливую связь с трапповыми формациями.

Мезо-кайнозойская. Формирование складчатых поясов Тетиса и Тихоокеанского кольца сопровождалось образованием серии магматических месторождений. Известный хромитоносный пояс Балкан, Турции, Северной Индии и Индонезии, Тихоокеанский пояс многочисленных, но довольно мелких хромитовых, титановых и медно-никелевых месторождений представляют собой проявления глубинной магматической активности самого позднего периода развития Земли.

Провинция кристаллического основания Восточно-Европейской платформы

На Восточно-Европейской платформе можно выделить три субпровинции магматического оруденения — Балтийский щит, Украинский щит и область кристаллического фундамента Воронежской антеклизы (доэйфельский погребенный щит).

Субпровинция Балтийского кристаллического щита

Ранняя геологическая история Балтийского щита заключалась в развитии и консолидации орогенных зон археид-карелид с преобладающим северо-западным простиранием, и в образовании на их месте древних платформ — Ятулийской и Иотнийской. Это древнее ядро континента было окаймлено более поздними складчатыми сооружениями — готидами, рифеидами и каледонидами, которые частью окружали, а частью срезали древние структуры под прямым углом (рис. 1). Архейское основание этих подвижных зон было переработано позднейшим орогенезом.

В Финляндии протоплатформенный период был недолговечен, в Карелии же и на Мурманском полуострове Ятулийская платформа непосредственно перешла в Иотнийскую. Ятулийская платформа занимала обширную территорию, совпадающую на карте с областью археид и карелид.

Древнейшие месторождения Балтийского щита — Монча и Аллареченское — образовались в пределах архейского ядра.

С формированием Ятулийской протоплатформы было связано образование таких больших дифференцированных массивов, как Панские тундры (1880—1820 млн. лет) и Федоровы тундры, которые расположены вдоль зоны сочленения синклинория Имандра-Варзуга и архейского фундамента (рис. 2).

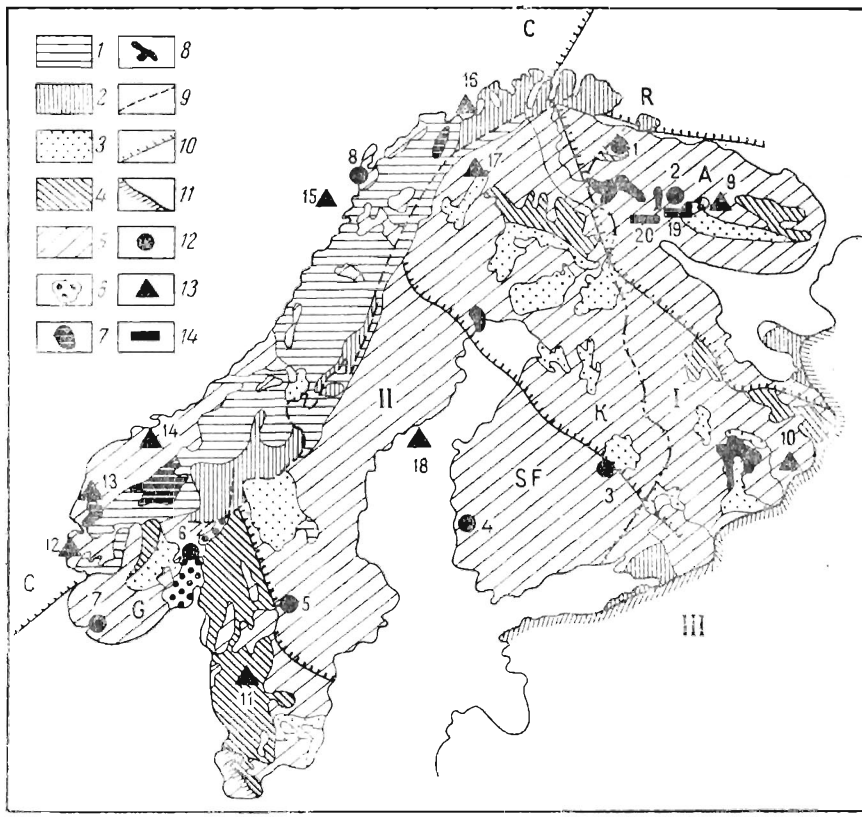


Рис. 1. Схематическая металлогеническая карта субпровинции Балтийского щита

1 — палеозой; *2* — эокембрий, гиперборей; *3* — верхний и средний протерозой; *4* — нижний протерозой; *5* — архей и докембрийские гранитоиды; *6* — щелочные породы; *7* — палеозойские основные породы; *8* — докембрийские основные породы; *9* — разломы; *10* — границы орогенных поясов; *11* — границы Русской плиты. Месторождения: *12* — медно-никелевые (1 — Печенга, 2 — Монча, 3 — Микола-Нивола, 4 — Пори, 5 — Клева, 6 — Эвже, 7 — район Кристиансана, 8 — Мисвер и Эйнан); *13* — титановые (9 — Сальная тундра, Цагинский массив, 10 — Пудожгорское, 11 — Таберг, 12 — Экерзунд-Согендаль, 13 — Берген, 14 — Родзанд, 15 — Лофотенские о-ва, 16 — Стилерно, 17 — Рутивара, 18 — Ально); *14* — фосфора и титана, (19 — Хибины, 20 — Салмагорский и другие массивы) Буквами на карте обозначены орогенные пояса: С — каледониды (Pz), R — рифеиды (байкалиды Pt_3^2), G — готиды (Pt_3^1), К — карелиды (Pt_2), SF — свекофеннды (Pt_2), А — беломориды (Pt) и саамиды (А); римскими цифрами — платформы: I — Ятулийская, II — Иотнийская, III — Русская

К такому же типу интрузий, внедрившихся по разломам между различными структурными блоками, принадлежит месторождение Микола-Нивола и крупное месторождение Пори в Финляндии, а также месторождение Клева в Швеции. Однако эти месторождения относятся уже к более поздней эпохе на эпикарельской платформе.

На Кольском полуострове ряд никеленосных интрузий находится территориально в пределах гранулитовой формации нижнего протерозоя (Ловно), или на границе ее с окружающими толщами (Застейд II). Судя по условиям залегания, абсолютному возрасту (1990—1920 млн. лет) и малой измененности пород, можно полагать, что они

внедрились в гранулиты в начале ятулийского платформенного периода.

Среди всех никеленосных формаций Балтийского щита совершенно особое место принадлежит среднепротерозойской базальтоидной формации Печенги.

Печенгский синклинорий расположен в западной части протерозойской трогообразной зоны Печенга — Варзуга. Развитие Печенг-

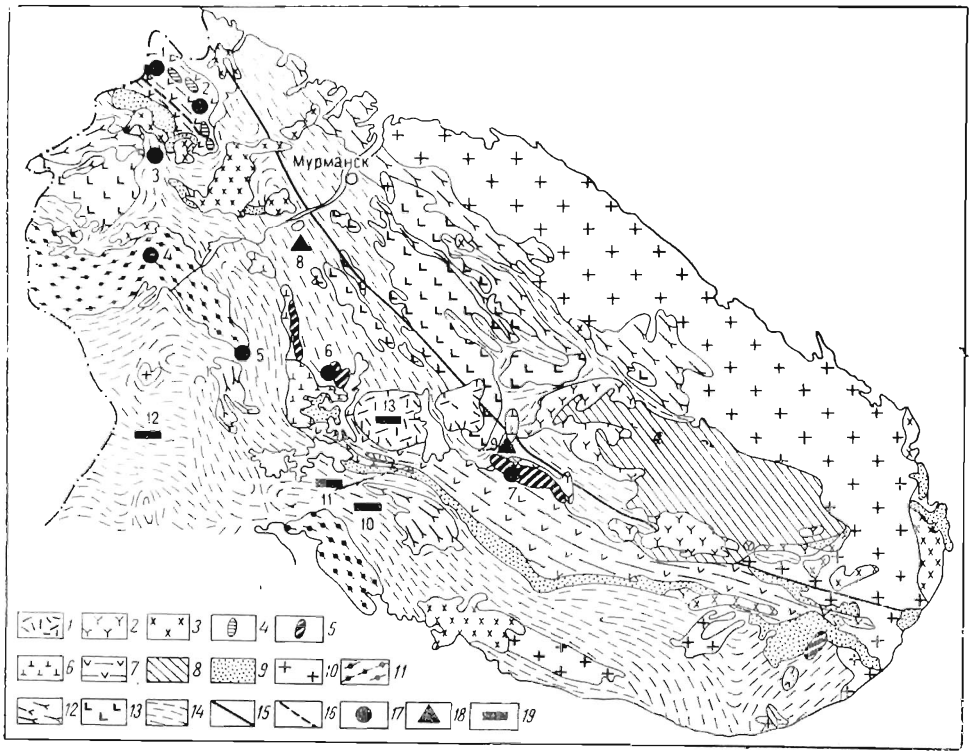


Рис. 2. Схематическая металлогеническая карта Кольского региона

Палеозой: *1* — нефелиновые сиениты; *2* — щелочные граниты. Протерозой: *3* — микроклиновые граниты, гранодиориты и сиениты верхнего протерозоя; *4* — эссексит-верлитовые интрузии печенгской серии; *5* — гипербазиты и габбро-нориты; *6* — гипербазиты, габбро и габбро анортозиты; *7* — спилиты, кератофиры и другие породы свиты Имандра-Варзуга; *8* — кианитовые и другие кристаллические сланцы свиты Кейв; *9* — гнейсы и кристаллические сланцы тундровой серии. Архей: *10* — плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты; *11* — основные и кислые гранулиты; *12* — олигоклазовые гнейсо-граниты и кварцевые диориты; *13* — гиперстеновые диориты и гнейсо-нориты; *14* — гнейсы беломорской (на северо-востоке) и кольской (на юго-западе) серий. Элементы тектоники: *15* — ось Центрально-Кольского антиклинория; *16* — разлом Порьиташ.

Месторождения: *17* — медно-никелевые (1 — Каула, 2 — Промежуточное, 3 — Аллареченское, 4 — Ловно, 5 — Застейд II, 6 — Монча, 7 — Панские тундры), *18* — титановые (8 — Гремяха-Вырмес, 9 — Сальная тундра, Цагинский массив); *19* — фосфора и титана (10 — Салмагорский массив, 11 — массивы Хибинской группы, 12 — Ковдорский массив, 13 — Хибины)

ского синклинория шло со сравнительно большим запозданием по сравнению со всей остальной геосинклиналью. В то время как на всей территории Кольского полуострова установился платформенный режим, в Печенгской подзоне еще формировались складки. Складчатый процесс в Печенгском синклинории не получил своего завершения, поэтому для синклинория характерна форма крупной раскрытой брахиструктуры, несколько удлиненной по оси в северо-западном направлении. Приблизительно вдоль оси проходит региональный разлом Порьиташ, который, вероятно, является рудоконтролирующим (см. рис. 2).

Общая мощность печенгской серии, выполняющей синклинорий, около 5500 *м*. Она делится на четыре вулканогенно-осадочных свиты.

В эволюционном отношении свиты соответствуют ограниченным во времени естественным этапам единого цикла, охватившего весь процесс формирования серии, начиная с излияния типичных геосинклинальных спилитов и кончая континентальными базальтами (Загородный, Мирская, Суслова, 1964). Такой сокращенный цикл развития вулканизма, минующий целый ряд промежуточных звеньев, вполне соответствует особенностям тектонического формирования печенгской структуры.

В. Загородный установил зональное расположение фаций регионального метаморфизма с усилением от центра синклинория к периферии. Установлено, что рудоносные интрузии находятся только в пределах низкотемпературной хлоритовой зоны зеленокаменной фации, а по выходе из нее они становятся безрудными. Никеленосные дифференцированные интрузии, принадлежащие к последней фазе внедрения, выходят на поверхность в виде дугообразной полосы, обращенной к северу. Располагаются интрузии в филлитовом горизонте верхней пильгуярвинской свиты. Мощность свиты в центральной части синклинория не превышает 2000 *м*; таким образом, рудоносные интрузии следует относить к гипабиссальной фации. Характерной особенностью дифференцированных интрузий Печенги, помимо их высокой основности, является эссексит-верлитовый состав, т. е. повышенное содержание кальция и титана, что отличает их от всех никеленосных интрузий мира. Ждановское месторождение содержит даже промышленный горизонт титаномагнетитового оруденения. Несколько увеличенная титанистость свойственна вообще никеленосным интрузиям западной части Кольского полуострова разного возраста, что, видимо, обусловлено геохимическими особенностями обширной и длительно развивающейся очаговой области.

Глубинным сейсмическим зондированием (И. Литвиненко и др.) было установлено, что под центральной частью Печенгского синклинория гранитный слой отсутствует, и толща основных эффузивов книзу переходит непосредственно в образования базальтового слоя земной коры. К юго-западу от регионального разлома Порьиташ гранитный слой снова появляется, что говорит о глубоком заложении разлома. «Исчезновение» гранитного слоя под большей частью синклинория следует, по-видимому, объяснить тем, что эффузивы центрального блока полностью вытеснили породы гранитного слоя (Жданов, 1964). Принимая во внимание общую тектоническую и вулканическую активность зоны глубинного разлома, можно вполне реально представить себе ассимиляцию гранитного материала веществом базальтового слоя. Структура разлома Порьиташ заложилась, вероятно, в древнем архейском фундаменте, и возникновение ее связано с зоной разуплотнения вещества земной коры и верхней мантии. Эта зона возникла в результате длительного поднятия Центрального Кольского антиклинория в нижнем протерозое (см. рис. 2). Что же касается никеленосных интрузий, имеющих очень основной состав, то они, вероятно, являются промежуточными продуктами плавления хондритового вещества верхней мантии (М. Годлевский).

Протерозойские ильменит-магнетитовые и титаномагнетитовые месторождения Кольского полуострова связаны с интрузивными габброидными массивами, расположенными, как и никеленосные массивы, в виде вытянутых прерывистых поясов в зонах перехода от архейских структур к протерозойским. Это — Цагинское и Марьиокское месторождения Сальных тундр, Гремяха-Вырмес, Ханлаута и другие, а в Карелии — Пудожгорское, Койкарское и целый ряд других. Цагинский массив габбро-лабрадоритов относится к первично расслоенным интрузивным телам, имеет форму лополита и является посторогенной платформенной интрузией. Массив служит довольно

типичным представителем обогащенных кальцием габброидов, несущих титаномагнетитовое и медно-никелевое оруденение. Гремяха-Вырмес (1650 млн. лет) также представляет собой хорошо дифференцированный массив габброидных, ультраосновных и щелочных пород с титановой минерализацией.

Переходя к никелевым и титановым месторождениям в окаймляющих древнее ядро структурах готид, рифеид и каледонид (см. рис. 1), следует подчеркнуть, что большинство этих месторождений связано с архейским фундаментом и по возрасту они, вероятно, древнее тех геологических образований, среди которых находятся. Месторождения были переработаны в более позднее время, когда включающие их блоки вовлекались в складчатость и многие из них являются, видимо, регенерированными.

На территории Норвегии имеется 40 отдельных медно-никелевых месторождений, как правило, имеющих небольшие размеры. Они по преимуществу находятся на юге страны, в районе г. Кристиансана. Из них в настоящее время разрабатывается только два — Эвже и Хозингер; на севере страны, в районе Нарвика, известны два месторождения — Мисвер и Эйнан.

На описываемой территории многочисленные месторождения титана располагаются цепью вдоль побережья Норвегии (см. рис. 1). Среди них наиболее известны месторождения Экерзунд-Согендаль, приуроченные к габбро-анортозитовому массиву, Берген, Родзанд (руды последнего сложены титаномагнетитом с апатитом, сульфидами и корундом) и др.

Магматические породы палеозойского возраста, развитые на территории Кольского полуострова и Карелии, можно разделить на два комплекса: а) каледонский комплекс ультраосновных и щелочных интрузий, б) герцинский комплекс интрузий нефелиновых сиенитов.

Каледонский комплекс представлен типично платформенными комагматическими сериями ультраосновных и щелочных пород, слагающими многофазные плутоны так называемого центрального типа (А. Кухаренко и др.).

Каледонские интрузии группируются в два субширотных пояса, в каждом из них интрузивы располагаются либо в зонах тектонического сочленения протерозойских и архейских структур, либо в зонах региональных разломов, обрамляющих крупные синклинальные прогибы в архейском фундаменте. Щелочные ультраосновные массивы — Салмагорский, Африканда, Ковдорский и другие обогащены перовскитом и титаномагнетитом и представляют собой титановые месторождения (см. рис. 2).

Герцинский комплекс щелочных интрузий на территории Кольского полуострова представлен крупнейшими Хибинским и Ловозерским массивами нефелиновых сиенитов и сопровождающих их пород (А. Елисеев и другие). Эти массивы расположены в зоне сочленения синклинория Имандра-Варзуга с комплексом гнейсов и гранитов архея, что говорит о чрезвычайно длительной активности этой тектонической зоны, продолжавшейся на протяжении по крайней мере 1,5 млрд. лет.

Субпровинция Украинского кристаллического щита

Украинский кристаллический щит, подобно Кольскому полуострову, является крупнейшей провинцией титановых руд. В пределах Украинского щита установление протоплатформенного режима было ознаменовано главным образом специфическим магматизмом — габбро-анортозитами, монцонитами, рапакиви коростеньского комплекса (1800—1700 млн. лет). Волынский и Новомиргородский габбро-анортозитовые массивы содержат ильменитовое, ильменит-магнетитовое и

титаномагнетитовое оруденение. Титаноносными являются также интрузии приазовского комплекса щелочных габброидов, условно относимого к палеозою.

Субпровинция кристаллического основания Воронежской антеклизы

Территория Воронежской антеклизы развивалась в докембрии до известной степени аналогично другим областям Восточно-Европейской платформы. В Полищук и другие выделяют здесь два тектономагматических цикла — архейский и нижнесреднепротерозойский (михайловская и курская серии и отвечающие им магматические породы). В районах КМА проходят складки северо-западного простирания, срезаемые вдоль Лосевско-Мамоновского глубинного разлома субмеридиональными структурами восточной части Воронежского массива. Эта часть массива сложена на западе метаморфическими породами, принадлежащими к амфиболитовой фации, а выше залегают породы песчано-сланцевого комплекса, метаморфизованного в условиях фации зеленых сланцев.

В заключительные стадии курского орогенеза образуются секущие и отчасти пластовые интрузивные тела базитов и гипербазитов. Среди них выделяются никеленосные интрузии мамоновского комплекса. Они залегают в породах песчано-сланцевой толщи близ зоны Лосевско-Мамоновского разлома. Это плито- или штокообразные тела сложного многофазного строения, состоящие из перидотитов, габбро-норитов, габбро, диоритов и гранодиоритов. Медно-никелевое оруденение в виде сингенетической и отчасти эпигенетической вкрапленности приурочено к перидотитам. Интрузии мамоновского комплекса прорываются и метаморфизуются дайками более поздних жильных пород диоритового состава.

По определению абсолютного возраста интрузии мамоновского комплекса относятся к среднему протерозою (1900—1780 млн. лет) и являются позднеорогенными; в этом отношении, а также по составу и сложным условиям дифференциации их можно отнести к габбро-норит-гипербазитовой формации завершающих этапов орогенеза.

Провинция кристаллического основания Сибирской платформы

В течение последних десятилетий на Сибирской платформе, в пределах Алданского щита, были обнаружены небольшие овальные в плане массивы ультраосновного — щелочного состава, характеризующиеся концентрически-зональным строением. Из них с точки зрения платиноносности изучены Инаглинская и Кондёрская интрузии, имеющие предположительно верхнепротерозойский возраст. Окружающее кольцо щелочных пород образовано в юрское время. Платиновое оруденение заключено в дунитах и сегрегациях хромшпинелидов (Рожков и др., 1962).

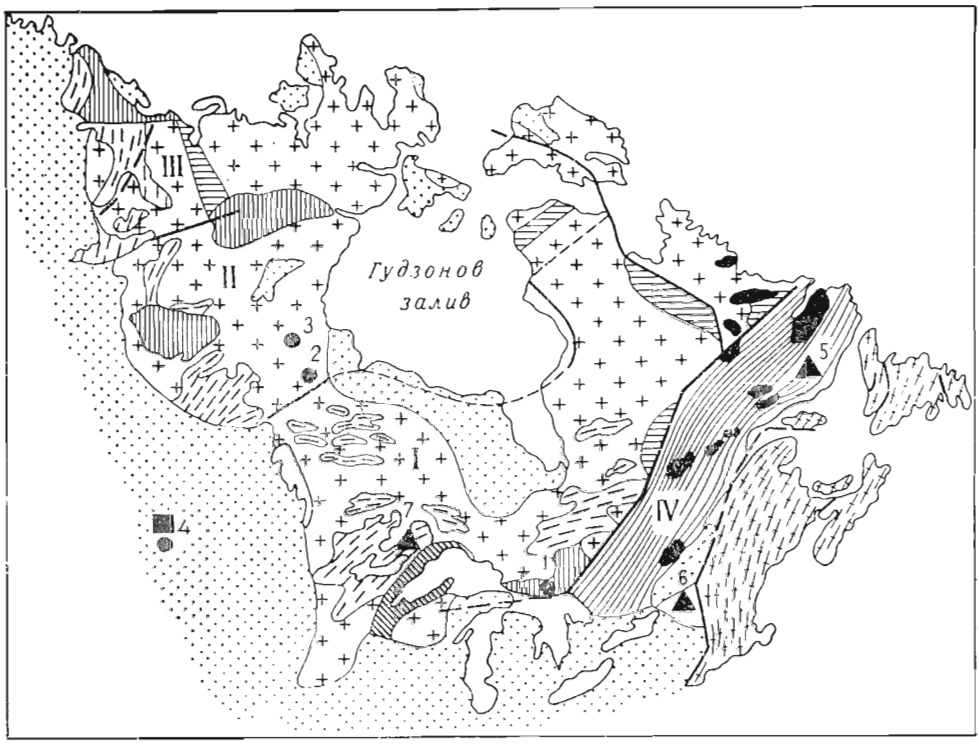
Провинция кристаллического основания Северо-Американской платформы

Северо-Американские металлогенические провинции, охватывающие кристаллическое основание платформы — Канадский щит и его обрамление, являются наиболее обширными и богатыми в мире областями развития титановой и медно-никелевой минерализации. Докембрийские рудные месторождения должны быть широко распространены, кроме непосредственно Канадского щита, также и в тех районах Северо-Американской платформы, где обнажается докембрий; но до сих пор

во многих случаях еще не имеется определенных и однозначных критериев, позволяющих отличить их от месторождений более молодого возраста.

Субпровинция Канадского щита

В настоящее время благодаря детальным исследованиям геологии докембрия в пределах Канадского щита выделяются определенные геологические провинции (Кинг, 1961; Derry, 1962). Каждая



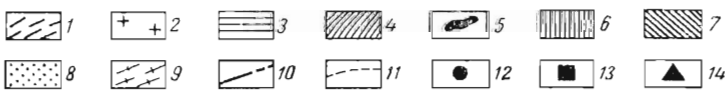


Рис. 3. Схематическая металлогеническая карта субпровинции Канадского щита

Выступы складчатого основания древних платформ: *1* — области Киватинской складчатости; *2* — гранито-гнейсы и нерасчлененный докембрий; *3* — грабенообразные прогибы, выполненные складчатым гуроном; *4* — складчатая система Гренвилл; *5* — габбро-анортозитовые массивы. Чехол древних платформ: *6* — протерозойские отложения; *7* — рифейские отложения; *8* — палеозойские и более молодые отложения. Области каледонской складчатости: *9* — каледонские структуры; *10* — разломы; *11* — северная граница протоплатформы по Дерри. Месторождения: *12* — медно-никелевые (1 — район Садбери, 2 — пояс Томпсон, 3 — район Лин-Лейк, 4 — Стиллуотер); *13* — хромитовые (4 — Стиллуотер); *14* — титановые (5 — Лак-Тио, 6 — Адирондак, 7 — Дулут)

I — провинция Верхнего озера; II — провинция Чёрчилль; III — провинция Йеллоунайф; IV — провинция Гренвилл

провинция образует огромный блок, породы которого отличаются типом и структурным планом. Бóльшей частью провинции разделяются крупными разрывами-надвигами и сдвигами, вдоль которых осуществлялись горизонтальные перемещения глыб (рис. 3.)

Древним ядром континента является провинция Верхнего озера с возрастом пород киватинского и тиминскаминского складчатого основания 2400—2700 млн. лет. Преобладает широтное направление складок. На бóльшей части этой территории еще в нижнем протерозое возникла

одна из древнейших протоплатформ и местами сохранился мощный (до 4,4 *км*), спокойно лежащий чехол осадочных отложений гурона (начало отложения 2 млрд. лет, C. Stockweet). Одновременно в узких трогах отлагались осадки гурона, смятые впоследствии в складки. Одна из таких зон проходит южнее Верхнего озера. Здесь весь массив с породами архейского фундамента, выступающими в ядрах поднятия, подвергся интенсивной переработке. Пояс складчатых деформаций в районе Верхнего озера называется хребтом Пинок. По мере удаления от пинокийских дислокаций гуронские породы принимают все более простые формы залегания, погружаясь под пологими углами к северо-западу.

Второй областью древнейшей консолидации является провинция Йеллоунайф на северо-западе Канады. Между провинциями Верхнего озера и Йеллоунайф располагается провинция Чёрчилль, отличающаяся от двух смежных с ней областей иным простиранием структур, а также присутствием в составе дислоцированных комплексов большего количества осадочных пород и меньшего количества лав. Возраст пород провинции Чёрчилль среднепротерозойский (1780—1650 млн. лет).

С конца среднего протерозоя уже на всей территории Канадского щита, исключая складчатую систему Гренвилл, установился платформенный режим. Верхнепротерозойские отложения чехла платформы занимают большие площади в низовьях р. Маккензи, в районах Большого Невольничьего озера, оз. Атабаска и в провинции Онтарио.

К северо-востоку от Верхнего озера развита серия Кьюиноу, которая подстилает также большую часть дна и, вероятно, протягивается на юго-запад под покровом палеозойских пород. В пределах довольно ограниченной территории серия Кьюиноу имеет колоссальную мощность, достигающую по меньшей мере 15 *км* (Кинг, 1961). Отложения серии Кьюиноу по преимуществу континентальные. Бóльшая часть нижней половины серии сложена базальтовыми лавами (траппами), общая мощность которых свыше 4 *км*. Создавая пространство для накопления этой громадной массы поверхностных пород, участок земной коры под нею быстро погружался и образовывал глубокую депрессию вдоль разломов, ограничивающих с юга провинцию Верхнего озера. Не случайно, вероятно, то обстоятельство, что бассейн сформировался частично на месте более ранних гуронских структур; серия Кьюиноу является посторогенной по отношению к гуронским хребтам Пинок.

Интрузивным эквивалентом лав Кьюиноу, возможно, служат пластовые тела основных пород различной мощности. Крупнейшим из них является габбровый лополит Дулут длиной 220 *км* и мощностью примерно 15 *км*. Восточнее, в Онтарио, меньший по размерам норитовый лополит образует блюдцеобразный бассейн Садбери. Определения абсолютного возраста дулутских габбро по свинцовому методу показывают, что возраст их приблизительно 1100 млн. лет, что примерно соответствует возрасту всей серии основных интрузий, в частности и Садбери.

Провинция Гренвилл окаймляет с юго-востока центральную часть Канадского щита, представляя типичный складчатый пояс шириной 400 *км*. Возраст серии Гренвилл, вероятно, отвечает позднему протерозою (1200—800 млн. лет, по другим данным 1100—950 млн. лет). Отложения этой серии в больших масштабах прорваны плутоническими породами. Наиболее интересны среди них анортозиты, залегающие в виде пояса очень крупных массивов (см. рис. 3). Пояс Гренвилл срезает под прямым углом структуры Киватинской древней складчатости. Складки Гренвилл ориентированы параллельно региональному разлому (контакту Тимискаминг — Гренвилл), разделяющему провинцию Гренвилл и центральную часть щита, а складки провинции Верхнего озера упираются в него, протягиваясь сюда с запада.

Вдоль упомянутого разлома Гренвиллский пояс был надвинут на щит. Пояс Гренвилл по возрасту и структурам сопоставим с байкалидами Старого Света. В нем обнаруживаются характерные черты подвижных орогенических поясов позднейшего времени. В результате консолидации он превратился в горную страну, которая была присоединена к растущему континенту.

Сульфидные медно-никелевые месторождения на Канадском щите чрезвычайно многочисленны и залегают в довольно различных геологических условиях, но главнейшие из них — Садбери и пояс Томпсон — расположены по периферии центральной глыбы Канадского щита (провинции Верхнего озера) и связаны с ограничивающими ее региональными разломами. Геология пояса Томпсон недостаточно изучена, возраст рудных месторождений не установлен, поэтому в настоящее время нельзя определенно судить о геологических условиях его образования. Геология и тектоническая обстановка района Садбери известны достаточно хорошо. Норит-микропегматитовый лополит Садбери залегает между смятыми в пологие складки породами гурона внизу и кьюиноускими отложениями (серии Уайтуотер) вверху. Длина его 58 *км*, ширина 32 *км*.

В отличие от огромного большинства медно-никелевых месторождений мира, интрузив Садбери не имеет ультраосновных дифференциатов. Высказывались соображения о том, что базальный ультраосновной горизонт интрузии находится на большой глубине. Однако такое предположение вряд ли правильно, так как в отличие от истинно расслоенных интрузий норитовый горизонт Садбери не несёт никаких признаков дифференциации. Лишь вверху наблюдается постепенный переход в микропегматит, являющийся гибридным образованием. Оруденение в месторождениях округа Садбери связано с особой породой, называемой кварцевым диоритом, которая или представляет краевую часть норита, или образует особые связанные с ним дайки.

Большая роль в образовании медно-никелевых месторождений отводится брекчиям. Это очень оригинальные геологические тела, они чётко отграниченные от вмещающих пород. Обломки большинства брекчий имеют местное происхождение, но среди них почти постоянно присутствуют посторонние включения и даже куски пород, неизвестных в районе Садбери, т. е. поднятых с очень больших глубин. В особого рода брекчиях, носящих название инъекционных, вся масса (как обломки, так и цемент) является совершенно посторонней для вмещающей породы. Обычно они секут тектонические структуры, подобно настоящим дайкам. Столь интенсивное брекчирование с выбросом по тектоническим трещинам глубоко залегающих пород указывает на чрезвычайную активность дизъюнктивных процессов во время становления интрузива и образования руд. Район Садбери находится в чрезвычайно напряженной и мобильной тектонической области, он расположен на самом краю платформы, на стыке линеамента Тимискаминг — Гренвилл и пояса дислокаций Пинок. Время внедрения лополита Садбери (1100 млн. лет) совпадает с заложением Гренвиллской геосинклинали.

Кроме основных никеленосных районов, в пределах Канадского щита известно очень много более мелких месторождений в провинциях Манитоба, Саскачеван, Онтарио, Квебек, на севере США, в районе Гудзонова залива и в других местах.

Месторождения титана на Канадском щите связаны с огромным прерывистым поясом габбровых и габбро-анортозитовых массивов, расположенных в пределах верхне- и среднепротерозойских структур, окаймляющих с востока и юга архейское ядро щита. Большинство их возникло в эпоху стабилизации Гренвиллской орогенической зоны, но

есть и более древние, возникшие в пределах жесткой рамы (Дулут — 1100 млн. лет). На северо-востоке пояса Гренвилл находится одно из крупнейших в мире месторождений гематит-ильменитовых руд Лак-Тио, на юго-востоке пояса — район Адирондакских гор.

Субпровинция кристаллического фундамента Северо-Американской плиты и окаймляющих ее подвижных поясов

Докембрийский фундамент на платформе и в ядрах складчатых сооружений во многих местах выходит на земную поверхность. В пределах его известно множество магматических месторождений титана—Стил Маунтин в Ньюфаундленде, Магнет Кове в штате Арканзас, Айрон Маунтин в Колорадо и др. В краевой части платформы находится большая верхнепротерозойская стратифицированная интрузия Стиллуотер (см. рис. 3), которая является хромитоносной и помимо того содержит залежи никелевых руд.

Провинция южной части Африканского кристаллического щита

Древний цоколь Южно-Африканской платформы сложен складчатыми сооружениями шамвайского, лимпопо и других орогенических циклов (возраст 2—3 млрд лет).

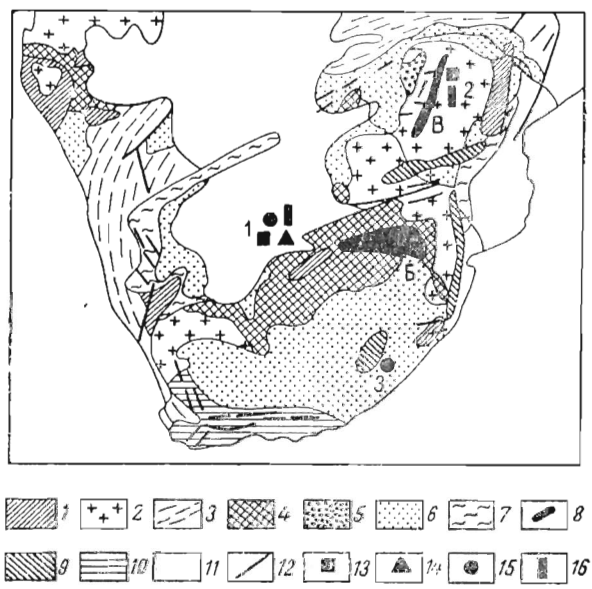


Рис. 4. Схематическая металлогеническая карта провинции Южно-Африканского щита

Выступы складчатого основания древней платформы: *1* — складчатый фундамент докембрийский (2—3 млрд. лет); *2* — гранитоидные интрузии в составе докембрийского складчатого фундамента; *3* — складчатый фундамент катангский (600—650 млн. лет). Чехол древней платформы: *4* — отложения раннего докембрия (протерозой); *5* — палеозойские отложения; *6* — группа Карру (верхний палеозой — нижний мезозой); *7* — мезозойские отложения (юра и мел); *8* — интрузии бушвельдского комплекса (Б — Бушвельд, В — Великая дайка); *9* — покровы триасовых и более древних основных пород (базальтов, диабазов). Области палеозойской складчатости: *10* — герцинские складчатые структуры (кайпиды); *11* — неоген-четвертичные отложения; *12* — разломы. Месторождения: *13* — хромитовые; *14* — титановые; *15* — медно-никелевые; *16* — платиновые. Цифрами на карте обозначены месторождения: 1 — Бушвельд; 2 — Великая дайка; 3 — Инсизва

К началу среднего протерозоя орогеническая деятельность прекращается, и на юге Африки устанавливается платформенный режим (рис 4). Типично платформенные осадки серии Витватерсранд, имеющие мощность до 7,5 *км*, несогласно перекрывают кристаллическое основание (Дю Тойт, 1957). Возраст серии Витватерсранд около 1850 млн. лет. Выше витватерсрандской серии лежит вулканическая серия Вентерсдорп (мощностью 1500—1800 *м*), перекрытая сложной в формационном отношении трансваальской серией (мощность 4,8—8,4 *км*) а затем следует серия Ватерберг — красноцветные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и кремнистые породы мощностью 1500 *м*.

Платформенный чехол местами был дислоцирован, разорван глубокими разломами и даже смят при так называемых «ватербергских

движениях» в концентрические складки. Породы трансваальской серии являются вместилищем Бушвельдского лополита. Абсолютный возраст массива точно не определен, вероятно он отвечает низам среднего протерозоя (около 1900 млн. лет). Форма массива в целом мульдообразна, согласна с вмещающими породами. Размеры лополита колоссальны: протяженность его по широте более 400 *км*, мощность измеряется несколькими километрами (более 10). Лополит относится к производным базальтовой магмы, тело его состоит из двух частей — норита и прорывающего его красного гранита.

Сложность дифференциации массива и его огромные размеры делают возможным нахождение в массиве магматических месторождений всех типов, известных среди основных пород — хромитовых, титановых, никелевых и платиновых (горизонт Меренского). Кроме того, с красными гранитами связаны типичные гидротермальные полиметаллические месторождения.

К тому же интрузивному комплексу, что и Бушвельд, принадлежит Великая дайка Южной Родезии. Она представляет собой колоссальное дайкоподобное тело (абиссолит, по Вейсу), протягивающееся почти на 500 *км* при ширине 5--10 *км* и уходящее по геофизическим данным на неизвестные глубины. Породы Великой дайки поразительно напоминают бушвельдские и, подобно последним, являются продуктами основной магмы, претерпевшей дифференциацию.

Если продолжить линию простирания Великой дайки, то она пройдет через центр Бушвельдского лополита. Имеются указания на то, что дайка интрудировала с севера, куда уходят её корни. Таким образом, можно предполагать наличие сквозной субмеридиональной трещины, рассекавшей в протерозое почти всю Южно-Африканскую платформу.

В пределах Великой дайки имеются промышленные месторождения хромитов. Близко к основанию норитового слоя проходит горизонт, аналогичный рифу Меренского, содержащий сульфиды никеля и платину Несколько севернее, уже в Южной Танганьике, известно крупнейшее месторождение титана — Лиганга.

Провинция Индийского кристаллического щита

Древнейший пояс архейских серпентинитов, пересекающий южную часть п-ова Индостан и о. Цейлон, содержит месторождения хромита в штате Майсур. Другой район распространения докембрийских титановых и хромитовых месторождений находится на северо-востоке в штате Майурбхани (титан) и в районе Кеонджар (хром).

Провинция байкалид южного обрамления Сибирской платформы

Верхнепротерозойский складчатый пояс, обрамляющий с юга Сибирскую платформу, протягивается на тысячи километров. Он содержит ряд никеленосных интрузий. Наибольшее значение как титановые месторождения имеют верхнепротерозойские анортизитовые массивы, образующие широтный пояс. Самым крупным из них является Джугджурский (450 *км* в длину). В нем выделяются полосы, обогащенные ильменитом, титаномагнетитом и сульфидами (А. Лебедев, Н. Павлов).

К никеленосным базит-гипербазитовым образованиям принадлежат довыренский и становой комплексы. Они относятся к завершающим фазам байкальской складчатости, но предваряют внедрение гранитных батолитов. На рис. 5 представлена тектоническая схема эпохи внедрения довыренских интрузий (верхний протерозой). Центральную часть схемы занимает геоантиклиналь. Еще в среднем протерозое в сводовой части геоантиклинали возникли впадины, которые в верхнем протерозое превратились в широкий внутренний прогиб (Л. Са-

лоп). Интрузии довыренского комплекса располагаются как внутри прогиба, так и во внешней зоне, вдоль его границ, и имеют согласное с ними простирание.

Механизм образования интрузий связан, вероятно, с появлением расколов в жесткой структуре геоантиклинали при просадке внутренних блоков, вызванной процессами восстановления изостатического равновесия. Байкальский складчатый пояс во многом сходен со складчатым поясом протерозоя, окаймляющим с юга Канадский щит, в пределах которого имеются крупнейшие титановые месторождения.

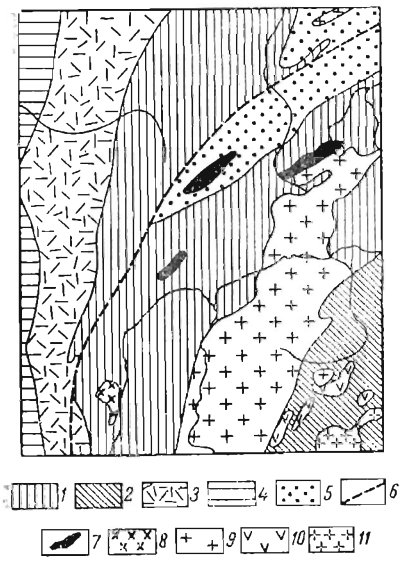


Рис. 5. Тектоническая схема формирования интрузий довыренского верхнепротерозойского комплекса (тектоническая основа по Л. Салопу)

1 — внутригеосинклинальные поднятия (геоантиклиналь); *2* — поздний эвгеосинклинальный пояс байкалид; *3* — Байкало-Патомский краевой прогиб; *4* — платформа; *5* — Бодайбинский внутренний прогиб; *6* — разлом вдоль границы нижнепротерозойских миогеосинклинального и эвгеосинклинального поясов байкалид; *7* — довыренский габброидно-гипербазитовый (миогеосинклинальный) интрузивный комплекс; *8—9* — последовыренские миогеосинклинальные интрузивные комплексы: *8* — мамско-оронский гранитоидный, *9* — тельмамский гранитоидный; *10—11* — последовыренские эвгеосинклинальные интрузивные комплексы: *10* — икатский габброидный, *11* — баргузинский гранитоидный

Провинция Урала

Заложение подвижного пояса уралид относится к началу верхнего протерозоя (кусинский цикл). Оно сопровождалось распадом дорифейской платформы. Направление верхнепротерозойской геосинклинали только отчасти совпадало с направлением более поздней палеозойской. Рифейские структуры погребены под осадочным чехлом Русской платформы и лишь частично могут быть прослежены. Из месторождений протерозойского возраста отметим известные Кусинские месторождения титаномагнетита, залегающие среди габбро. Тектоническая и формационная принадлежность их не ясна: одни авторы относят их к ранним образованиям геосинклинального цикла, другие, наоборот, к послерифейской квазиплатформенной стадии.

Палеозойский геосинклинальный цикл на Урале слагается из двух субциклов — каледонского, незавершенного, и герцинского, полного. В связи с прогибами возникли глубинные разломы, которые были фиксированы гипербазитовыми интрузиями. С ними связаны хромитовые месторождения. По последним данным (Кузнецов, 1964), имело место трехкратное появление гипербазитовых интрузий.

Второй рудно-петрографической формацией Урала является габбро-пироксенит-дунитовая каледонского возраста. Массивы этой формации имеют большие размеры и сложное строение. Они протягиваются вдоль восточного склона Уральского хребта более чем на 600 *км*, будучи приурочены к стыку Центрально-Уральского антиклинория и Тагильского синклинория. С габбро-пироксенит-дунитовой формацией Урала связаны месторождения хромита и платины среди дунитов и титаномагнетита среди пироксенитов.

В какой-то мере габбро-пироксенит-дунитовую формацию можно рассматривать как геосинклинальный аналог стратиформных основных интрузий протоплатформы (Кузнецов, 1964). Нужно, однако, заметить, что сульфиды в связи с этой формацией появляются крайне редко (медно-титановые руды Волковского месторождения, Кашин, 1948), а медно-никелевые неизвестны совсем.

Провинция Казахстано-Алтае-Саянской области

Эта обширная провинция, сложенная системой складчатых поясов каледонского и варисского возраста, включает целую серию гипербазитовых поясов, располагающихся вдоль линий глубинных разломов и сочленений крупных структурных блоков (Пинус и др.; Кузнецов, 1964). Среди гипербазитовых массивов известны находки хромитовых руд.

Провинция Аппалачей

В складчатой системе Аппалачей расположен пояс серпентинитовых массивов среднего ордовика, который протягивается по всей горной цепи на расстояние более 1500 *км*. С ним связаны хромитовые месторождения. Кроме того, в провинции Аппалачей известны сравнительно небольшие медно-никелевые месторождения.

Провинция Сибирских траппов

Область мезозойских сибирских траппов охватывает западную часть Сибирской платформы. С ними связаны довольно многочисленные месторождения и рудопроявления сульфидной медно-никелевой минерализации. Наиболее значительные месторождения находятся в Норильском районе (Норильск I, Талнах.)

Самые древние — синийские породы района относятся к фундаменту (Н. Урванцев и др.). Они перекрываются карбонатными глинистыми осадками нижнего и среднего палеозоя, слагающими нижний ярус платформенного чехла. Выше располагается континентальная песчано-аргиллитовая угленосная толща среднего карбона — перми и мощная толща лав триаса. Для северо-запада Сибирской платформы выделяется четыре вулканических цикла (Годлевский, 1959_1). В тектоническом отношении Норильский район представляет собой скорее всего прогиб, расположенный между Тунгусской синеклизой, Игарским блоком и Таймырской депрессией. Взаимодействием этих трех крупных геологических структур определяется напряженность геолого-тектонической обстановки формирования Норильского района, образование в его пределах брахискладок и разломов, обусловивших вывод трапповой магмы с больших глубин.

Главным структурным элементом района является Хантайско-Рыбнинский вал, контролируемый с обеих сторон крупными региональными разломами глубокого заложения — Норильско-Хараелахским и Имангдинским (рис. 6). Вдоль первого из них располагаются все главнейшие месторождения.

Связь Норильских месторождений с глубинными очагами подчеркивается приуроченностью их к субмеридиональным региональным разломам, значительным запасом тепла, высокой температурой магмы и большим количеством летучих. Нарушение правильной ритмичности и скрытой слоистости в интрузиях, большое количество переработанных ксенолитов и другие явления свидетельствуют о значительных проявлениях гибридизма. Существенная часть серы заимствована из вмещающих или подстилающих ангидритовых пород девона, что подтверждается прямым изотопным анализом и присутствием в интрузиях ксенолитов ангидрита (Годлевский, Гриненко, 1963).

Провинция долеритов Карру

Горные породы системы Карру в Африке пронизаны многочисленными силлами и дайками траппов нижнеюрского возраста. К последней стадии магматизма принадлежит крупный никеленосный массив Эйлиф, содержащий в придонной части рудное месторождение Инсизва. Счита-

ется, что массив подвергся значительной эрозии и в настоящее время представлен отдельными ветвями. Массив Эйлиф залегает в нижней части песчаниковой свиты Бофорт, как и большинство долеритов Карру. Зона его кровли характеризуется присутствием пород гранитного состава, что указывает на очень сильную ассимиляцию бофортских песчаников. Месторождение Инсизва примечательно тем, что здесь трудно пред-

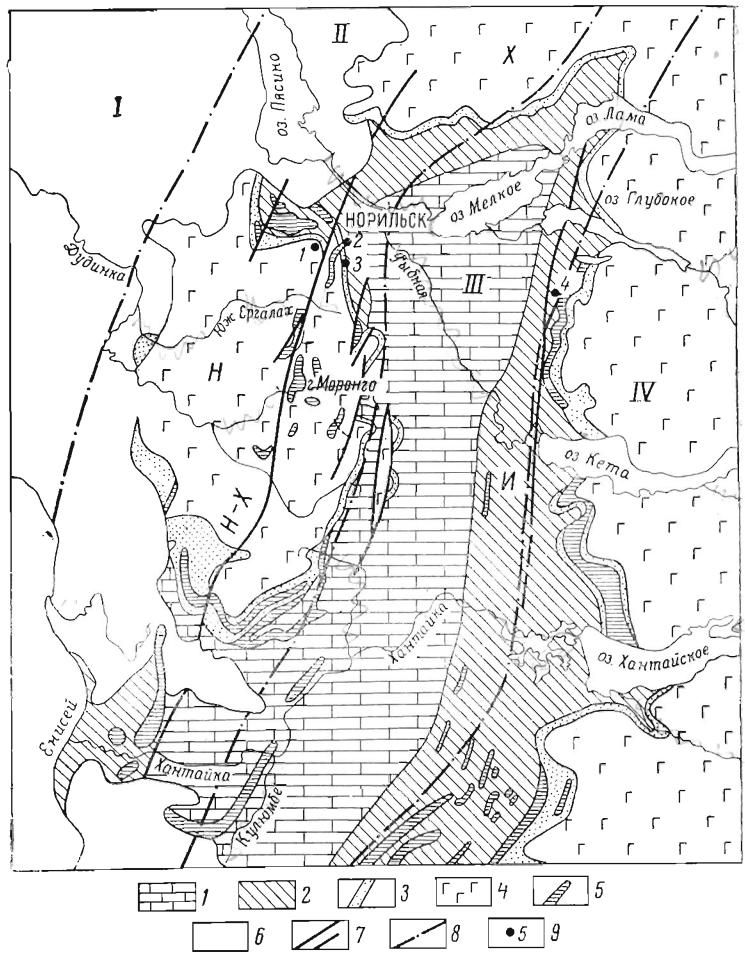


Рис. 6. Геолого-тектоническая схема Норильского района (составлена по материалам Норильской экспедиции)

1 — нижний палеозой (Cm_2—O) — морские отложения; *2* — средний палеозой (S—C_1) — морские и лагунные отложения; *3* — верхний палеозой (C_2—P_2) — континентальные отложения; *4* — лавовая толща (T); *5* — интрузии траппов; *6* — четвертичные отложения; *7* — разломы; *8* — границы тектонических структур; *9* — медно-никелевые месторождения: 1 — Норильск I; 2 — Норильск II; 3 — гора Черная; 4 — Имангда. Н — Норильская мульда; Х — Хараелахская мульда; Н — Х — Норильско-Хараелахский разлом; И — Имангдинский разлом

I — Дудинский вал; II — Норильско-Хараелахский прогиб; III — Хантайско-Рыбнинский вал; IV — Тунгусская синеклиза

полагать ассимиляцию серы вмещающих или нижележащих слоев, так как ни свита Бофорт, ни подстилающие ее отложения не содержат галогенных или других серосодержащих пород. Таким образом, сульфидная минерализация его чисто ювенильная, что подтверждается изотопным составом серы ($\delta S^{34} = -0{,}26$).

Провинция Китайской платформы

На Китайской платформе развиты сульфидные месторождения никеля, не связанные с траппами (провинция Сычуань). В отличие от ме-

сторождений трапповых формаций, здесь отношение никеля к меди высокое (2 : 1). В рассматриваемом районе досинийские отложения образуют фундамент платформы. По оси антиклинория, проходящей широтно, в перми и триасе развилась магматическая деятельность. Медно-никелевые месторождения связаны с пермскими интрузиями. По форме и типу дифференциации эти месторождения близки к некоторым норильским.

Провинция Тихоокеанского пояса

Формирование Тихоокеанского орогенического пояса происходило с докембрия до кайнозойского времени и сопровождалось многообразной магматической деятельностью. Самыми древними магматическими месторождениями здесь являются титановые, приуроченные к габбро и анортозитам докембрия в пределах выступов кристаллического фундамента (Калифорния).

Хромитовые месторождения Тихоокеанского пояса довольно многочисленны. В США они связаны с серпентинитовыми массивами начальных стадий формирования Невадской геосинклинали (I_3) и находятся в штатах Калифорния и Орегон. В Японии известны среднемезозойские месторождения о. Хоккайдо.

С дифференцированными разностями небольших предбатолитовых интрузий связаны медно-никелевые месторождения американской ветви Тихоокеанского пояса. На Аляске никеленосные нориты прорывают нижнемеловые и верхнетриасовые породы. В целом для никелевых месторождений центральной части Тихоокеанского пояса характерны повышенные концентрации золота.

Провинция Тетиса

Магматические руды этой провинции представлены исключительно хромитами. Хромитовый пояс Тетиса связан с эвгеосинклинальными зонами альпийской складчатости и состоит из двух параллельных вет-

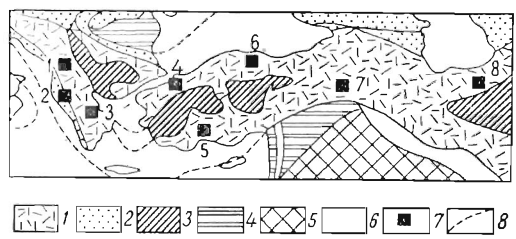


Рис. 7. Хромитоносная провинция Тетиса

1 — альпийские эвгеосинклинальные зоны; *2* — альпийские миогеосинклинальные зоны; *3* — срединные массивы; *4* — эпигерцинская платформа; *5* — древняя Аравийская платформа; *6* — грабены; *7* — месторождение хромитов: 1 — Люботенский массив, 2 — Булкиза, 3 — свита Афанасия и Цагли, 4 — Дагарды, 5 — Фетхие-Мармарис, 6 — Токат, 7 — Гулеман, 8 — массив Соляной пустыни; *8* — предполагаемые границы тектонических зон

вей, которые грубо отвечают границам с миогеосинклинальными зонами, или с ограничениями срединных массивов. Пояс хромитовых месторождений начинается в Югославии и через Албанию, Грецию и Болгарию протягивается в Турцию, откуда переходит в Иран, дальше в Пакистан и Индию. Главные месторождения находятся в Турции, это группа Гулеман в верховьях Тигра и Евфрата (крупные линзообразные тела в зонах разломов среди серпентинитов), группа Фетхие-Мармарис, Токат и другие (рис. 7). Г. Борхерт (Borchert, 1960), изучивший месторождения района Йешилово — Бурдур (на границе со срединным массивом Мендересс), высказал оригинальный взгляд, что перидотиты и спилиты образуют разнообразные дифференцированные интрузивные и экструзивные члены первоначальной офиолитовой магмы и что эта магма создается на месте и находится в генетической связи со сланцево-роговиковой формацией эвгеосинклинали (рис. 8).

Краткие выводы о металлогении хрома, титана, никеля и платины

Архейские и протерозойские провинции кристаллических щитов и их складчатого обрамления характеризуются в основном медно-никелевым и титановым оруденением, связанным со становлением древнейших протоплатформ и завершающими этапами формирования карелид, готид, байкалид, гренвильских структур и т. д. Хром имеет подчиненное значение, он появляется или в связи с платформенными базальтоидными интрузиями бушвельдского типа, или же приурочивается к гипербазитовым поясам примитивных геосинклиналей (архейские хромиты Индии). Палеозойские складчатые области характеризуются главным образом развитием хромовых и платиновых месторождений, связан-

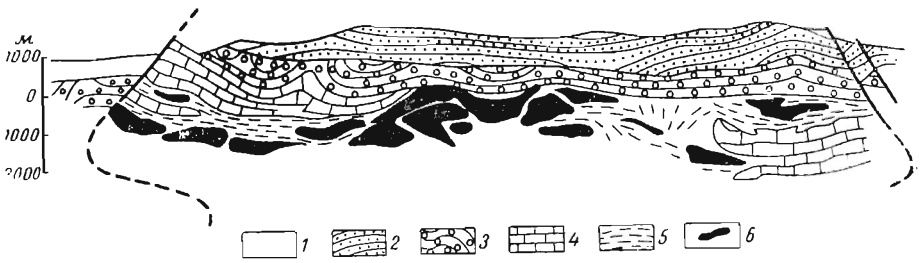


Рис. 8. Профиль в районе Денизли (район Йешилова — Бурдур), показывающий соотношение гипербазитов с вмещающими породами. *По Г. Борхерту*

1 – неоген; *2* — олигоцен, флиш; *3* – эоцен, флиш; *4* — мезозой, серия Комирехензиве; *5* — сланцево-роговиковая формация; *6* — серпентинизированные ультраосновные породы

ных с магматическими формациями глубинных разломов в пределах геосинклиналей, реже к ним присоединяется титан. На платформах палеозойские движения проявляются в виде разломов, с которыми оказываются связанными титаново-редкоземельные интрузии центрального типа. Складчатые пояса мезо-кайнозоя также включают значительные хромитовые месторождения, приуроченные к ранним этапам геосинклинального развития. С поздними орогеническими этапами связана медно-никелевая минерализация. Почти одновременно с мезозойской складчатостью возникают расколы на эпипротерозойских платформах; этими расколами обусловлено появление никеленосных интрузий и образование медно-никелевых месторождений с платиной.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

При изучении магматических месторождений, кроме геологических условий, необходимо также знание геохимических и физико-химических условий их формирования.

Экспериментальные работы

Система Fe—Ni—S

Большое значение при изучении происхождения медно-никелевых месторождений имеет проблема кристаллизации пентландита и фазовых взаимоотношений между пирротином и пентландитом. При исследовании системы $FeS — Ni_3S_2$ Г. Уразов и Н. Филин, а также Дж. Холи, Дж. Колгров и Х. Зербригг установили, что между FeS и остаточным расплавом протекает перитектическая реакция при температуре около 870° С с образованием серии твердых растворов Fe, Ni и S, причем некоторые из них близки к пентландиту. Впервые получить пентландит, полностью идентичный природному, удалось Г. Поповой и В. Ершову,

применившим давление. Пентландит плавится инконгруентно и образуется при перитектической реакции.

Г. Куллеруд (Kullerud, 1962, 1963) синтезировал пентландит путем нагревания в запаянных кварцевых ампулах смесей Fe, Ni и S в интервале температур 500—800° С. Опыты показали, что в условиях проведенных экспериментов пентландит при температуре 610° С разлагается на пирротин с гексагональной структурой и фазу $Ni_{3\pm x}S_2$. Ниже этой температуры в расплавах, обогащенных железом, пентландит устойчив с пирротином, а в расплавах, обогащенных никелем, — сначала с фазой $Ni_{3\pm x}S_2$, а затем с хизлевудитом (рис. 9). На основании этих опытов Г. Куллеруд высказал предположение, что пентландит в рудах не является продуктом первичной кристаллизации из расплава, а возникает в результате реакций в субсолидусе. Применять результаты этих опытов к природным объектам следует с осторожностью, так как определение термической устойчивости пентландита велось в запаянных ампулах, т. е. в присутствии паров серы, имеющих парциальное давление, по всей вероятности, значительно превышающее таковое в природных системах. Кроме того, в природных условиях сульфиды железа и никеля ассоциируются с халькопиритом, а присутствие меди может значительно воздействовать на взаимоотношение фаз, понижая температуру перехода в жидкое состояние.

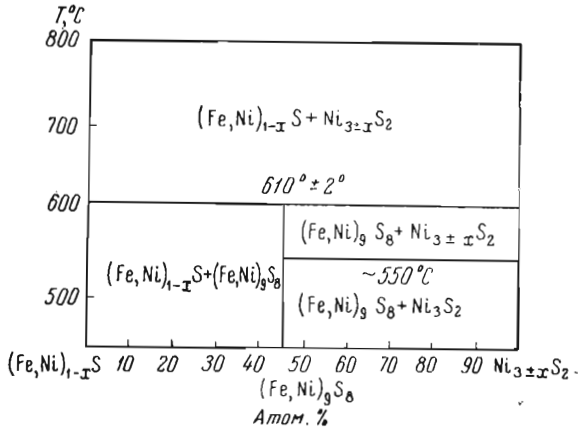


Рис. 9. Схематическая диаграмма распада пентландита. *По Г. Куллеруду* (1963)

Система Fe—Cu—S

Важное значение имеет система Fe — Cu — S, содержащая медные сульфиды медно-никелевых месторождений. Эта система была изучена Г. Мервином, Р. Ломбартом, И. Грейгом и Е. Иёнсеном и др. На рис. 10 приведен участок системы Fe — Cu — S при 900° С. Диаграмма показывает [1], что три кристаллических сульфидных фазы могут находиться в равновесии в сульфидной жидкости: 1) борнитовый твердый раствор; 2) халькопиритовый твердый раствор, поле которого включает составы халькопирита и кубанита; этот твердый раствор имеет неупорядоченную сфалеритовую структуру; 3) пирротиновый твердый раствор, содержащий несколько процентов меди.

По мере охлаждения области смесимости уменьшаются. Многочисленные исследования по гомогенизации и явлениям распада твердых растворов в системе Cu — Fe — S, проведенные разными авторами, показывают на неустойчивость большинства из этих растворов уже при температурах порядка 300—400° С.

Система Fe—Ni—Cu—S

Г. Поповой и В. Ершовым (1966) была экспериментально изучена часть системы Fe — Ni — Cu — S и построена диаграмма состояния псевдотройной системы $FeS - Ni_3S_2 - Cu_2S$ (рис. 11).

[1] Список сокращений названий минералов приведен в конце книги.

При известных допущениях она ближе всего отвечает кристаллизации из «сухих» рудообразующих расплавов. На основании диаграммы авторами рассмотрены последовательные минералообразования, фазовые взаимоотношения и структуры, возникающие при кристаллизации расплавов, отвечающих по составу определенным конкретным химико-минералогическим разностям сплошных медно-никелевых руд. Кристаллизация пирротиновых руд осуществляется по единой схеме, которая может быть названа перитектической. Кристаллизация руд халькопири-

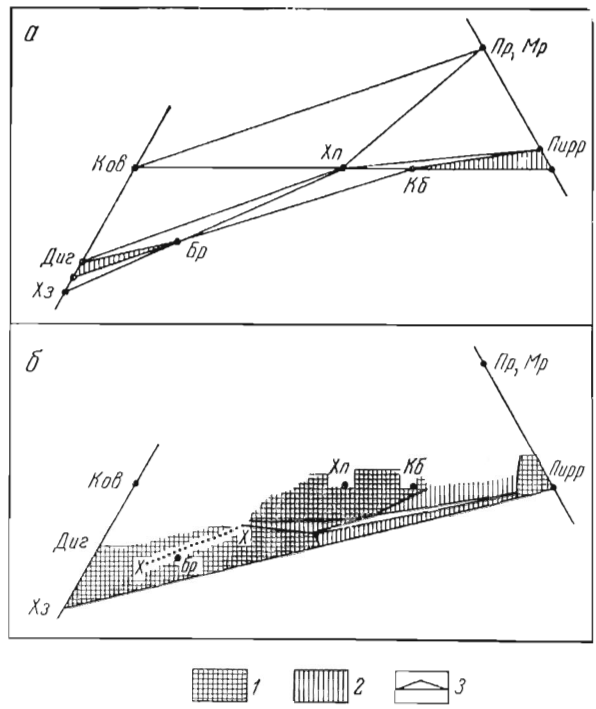


Рис. 10. Фазовые диаграммы системы Cu—Fe—S при 120° (*а*) и 900° С (*б*). *По Грейгу и Бартоломе*
Поля: *1* — однофазные, *2* — двухфазные; *3* — трехфазные. Линия *X—X* — состав скаергардских сульфидов

тового типа завершается или протекает полностью по эвтектической схеме.

Превращения в субсолидусе представляют обычные явления при остывании сульфидов. Среди них различаются диффузионные превращения (распад твердых растворов вследствие уменьшения изоморфной емкости высокотемпературных соединений и другие процессы) и бездиффузионные, к которым исключительно относятся переходы из одной полиморфической модификации в другую. Вследствие высокотемпературного характера большинства медно-никелевых руд, явления распада твердых растворов в них распространены исключительно широко. К ним относятся распад высокотемпературного титаномагнетита на ильменит и магнетит, распад никельсодержащего пирротина с выделением пентландита, распад высокотемпературного халькопирита с выделением кубанита и т. д.

Температуры распада твердых растворов и, соответственно, температуры гомогенизации используются в качестве точек на «геологическом термометре», поэтому были произведены многочисленные опыты по определению этих параметров (А. Филимонова).

Помимо распада твердых растворов, изучались и другие диффузионные явления в рудах. Многие структурные взаимоотношения минералов в рудах легче могут быть объяснены именно этими процессами, а не переотложением или отложением из растворов. Так, в условиях повышенных температур между парами сульфидов (халькопирит — пентландит, пирротин — пентландит) осуществляются процессы диффузионного перемещения, происходящие с довольно высокими скоростями. Интересные наблюдения произведены Г. Поповой в отношении валлериита, который в мелких включениях встречается в халькопирите и пентландите и обычно трактуется как продукт распада твердого раствора, или как продукт замещения. Наблюдения Г. Поповой позволяют сделать предположение о возможности образования валлериита в результате «реактивной» диффузии между халькопиритом и пирротином или пентландитом.

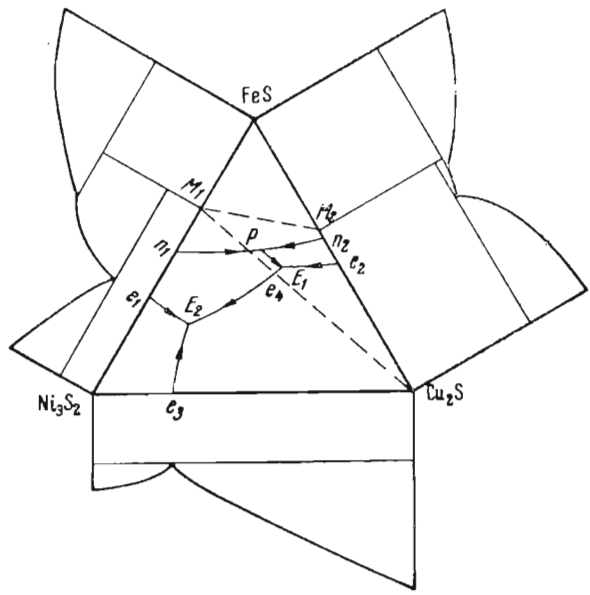


Рис. 11. Схематическая диаграмма состояния псевдотройной системы $FeS—Ni_3S_2—Cu_2S$. Развертка на плоскость основания. *По Г. Поповой и В. Ершову* (1966)

M_1 и M_2 — проекции неустойчивых химических соединений в области пентландитового и халькопиритового твердых растворов; n_1 и n_2 — проекции перитектических точек в бинарных системах; e_1, e_2, e_3, e_4 — проекции эвтектических точек в бинарных системах; E_1 и E_2 — проекции тройных эвтектических точек; P — проекция тройной перитектической точки

Системы сульфиды — силикаты

Опыты по растворимости сернистого железа в силикатных расплавах были начаты И. Фогтом, который нашел, что растворимость FeS при 1300° изменяется от 1,5 до 4,5%, повышаясь по мере возрастания основности силикатного расплава, состоявшего главным образом из FeO и SiO_2. Эти опыты были продолжены Д. Григорьевым, А. Гинзбергом и др. А. Гинзберг наблюдал расслоение в системах $Mn_2SiO_4—FeS$ и $Fe_2SiO_4—FeS$. При этом опыты в миниатюре воспроизводили многие структуры медно-никелевых месторождений; так, из сплава фаялита и сульфида железа последний то полностью отделялся, собираясь внизу, то частично распределялся по стенкам тигля, то образовывал равномерную вкрапленность.

Исследования, проведенные Д. Григорьевым (1938), показали ограниченную смесимость полевошпат-пироксенового и сульфидного расплавов, образующихся из однородной исходной смеси при плавлении ее в области температур до 1300° С. Силикатный и сульфидный расплавы при этом разделяются на два слоя — сульфидный внизу и силикатный наверху. Механизм разделения заключался в образовании эмульсии и затем опускании пирротина на дно. Частичная растворимость пирротина в силикатах очень мала, растворимость же силикатов в сульфидном расплаве достигала 8—10%. Особое значение опытов. Д. Григорьева для теоретических суждений об образовании медно-никелевых месторождений заключается в том, что им были взяты для опытов силикатные смеси, приближающиеся к основным горным породам.

Известного воспроизведения структурных условий в рудах удалось достичь Г. Поповой в 1965 г., когда при нагревании пентландитового концентрата с 16% силикатов она получила в отликвировавшем силикатном слое капли, состоящие из пирротина и пентландита. Содержание сульфидов в силикатной фракции составляло 7—8% (рис.12).

Я. Ольшанский (1950, 1951) изучал растворимость сернистого железа в чисто железистых силикатных расплавах, содержащих главным образом Fe^{2+}.

На рис. 13 показана проекция диаграммы псевдотройной системы FeS (пирротин) — FeO (вюстит) — SiO_2. В системе есть область рас-

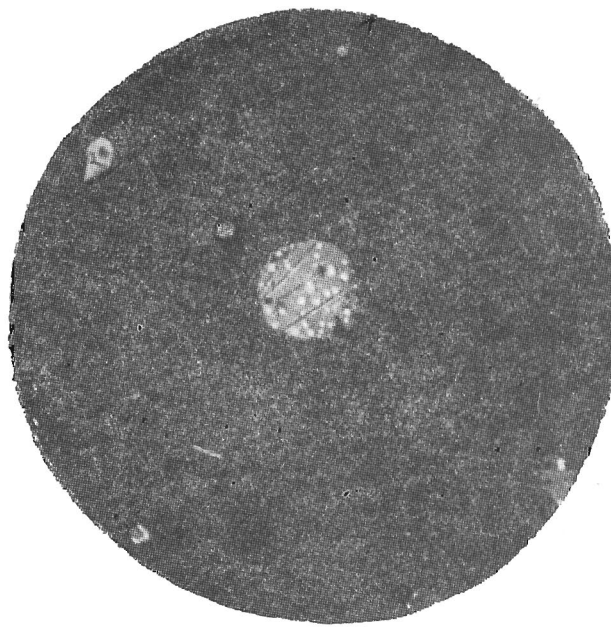


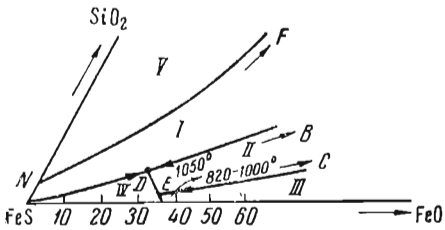
Рис. 12. Округлые выделения пирротина (серое) с пентландитом распада (белое) в силикатах при ликвации сульфидно-силикатного расплава. Увел. 700, иммерсия. *По Г. Поповой*

слоения двух жидкостей при температурах ~ 1700° С (*V*). Одна из них может непрерывно изменять состав вдоль линии *NF*, т. е. от чисто сульфидной до силикатной, а другая представляет собой почти чистый SiO_2. Ниже линии *NF* диаграмма делится на поля равновесия твердых фаз с сульфидно-силикатными расплавами: *I* — SiO_2, *II* — Fe_2SiO_4, *III* — вюстит, *IV* — пирротин. Поле пирротина настолько узко, что в масштабе главного чертежа оно не может быть изображено и показано отдельно на увеличенном изображении угла FeS диаграммы. В точке двойного подъема *Д* наблюдается нонвариантное равновесие: пирротин, SiO_2, Fe_2SiO_4, расплав. Содержание SiO_2 в этом расплаве $\leqslant 3\%$. Температура точки *Д* (1050°С) — наинизшая, при которой появляется жидкость в смеси $FeS+SiO_2+Fe_2SiO_4$. Тройная эвтектика *Е* (920—1000° С) — пирротин, вюстит, фаялит, расплав — практически лежит на стороне FeS — FeO, содержание SiO_2 в эвтектической жидкости не превышает десятых долей процента.

Кроме изучения системы FeS — FeO — SiO_2, Я. Ольшанскому удалось выяснить некоторые черты четверной системы Fe — FeS — FeO — SiO_2. Согласно его данным, в этих системах имеются только два типа равновесия двух несмешивающихся жидкостей. Первый тип показан на рис. 13 (поле *V*), когда одна жидкость состоит главным образом из SiO_2

90—95%), другая представляет собой расплав, состав которого может изменяться непрерывно от чисто силикатного до сульфидного, и второй тип — одна жидкость представляет собой силикатный расплав, содержащий различное количество растворенного FeS, другая — жидкость — расплав сульфида, сильно обогащенный избытком железа (сульфидно-металлический расплав).

Ни первый, ни второй тип расслоения не может быть причиной отделения сульфидной магмы, так как последняя дает начало сульфидным месторождениям, не содержащим избытка металла, а магма, оставшаяся после отделения сульфидов, никогда не содержит столь больших количеств SiO_2.



Однако соотношения коренным образом изменяются в тех случаях, когда силикатный расплав, кроме железа, содержит также кальций, магний, алюминий, натрий. Даже небольшие количества этих примесей изменяют картину, и соответствующие расплавы дают с сульфидами равновесные несмешивающиеся жидкости.

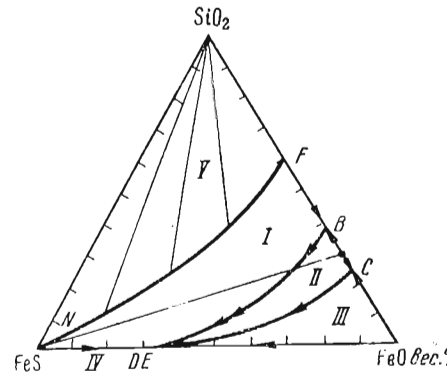


Рис. 13. Псевдотройная система FeS (пирротин) — FeO (вюстит) — SiO_2. *По Я. Ольшанскому* (1950)

На основании полученных Я. Ольшанским результатов экспериментальных исследований можно представить себе в основных чертах поведение сульфидов при кристаллизации сложного силикатного расплава, содержащего SiO_2, Fe^{2+}, S^{2-}, Ca, Mg, Al. Расплавы, соответствующие по составу ультраосновным горным породам, могут удержать в растворенном состоянии несколько процентов FeS. При кристаллизации первыми выделяются оливины, благодаря чему расплав обогащается CaO, Al_2O_3 и SiO_2, что приводит к значительному уменьшению растворимости FeS. Понижение давления над расплавом и связанное с этим удаление летучих может привести к потере серы в виде паров S и SO_2. Наступающее при этом обогащение сульфида металлом способствует образованию жидкой сульфидной фазы, так как растворимость сульфида железа в силикатных расплавах значительно уменьшается с увеличением отношения Fe : S в сульфиде. Понижение температуры также вызывает уменьшение растворимости FeS. В результате этих процессов некоторая доля растворенного сульфида может образовать отдельную жидкую фазу, количество которой будет возрастать по мере обогащения расплава CaO, Al_2O_3 и SiO_2. Растворимость FeS уменьшается также при возрастании концентрации щелочей. Таким образом, родоначальная магма, содержащая растворенный сульфид, способна при кристаллизации отделить как серосодержащий газ, так и сульфидный расплав.

Поскольку природный пирротин всегда несколько обогащен серой, Я. Ольшанский (1951) задался целью изучить влияние содержания серы в пирротиновом расплаве на растворимость его в расплавленных силикатах. Несколько плавок сульфидно-силикатных смесей было проведено в ампулах из кварцевого стекла. Шихта составлялась из смеси $Fe_2SiO_4 + Al_2O_3 + FeS + S$; плавки велись при 1240°С. Сера

взаимодействовала с окислами железа одновременно и как окислитель, и как восстановитель. Например:

$$4\ddot{F}eO + S \rightleftarrows FeS + \ddot{F}\ddot{e}_3O_4 \quad (\text{окисл})$$
$$2\ddot{F}e_3O_4 + S \rightleftarrows SO_2 + 6\ddot{F}eO. \quad (\text{в.ст.})$$

Таким образом, каждому состоянию расплава (концентрации и температуре) соответствуют некоторые парциальные давления S и SO_2 в газовой фазе.

Опыты Г. Куллеруда, проводившиеся в шестидесятых годах, во многом сходны с опытами Я. Ольшанского. Г. Куллеруд (Kullerud, 1962—1963) и его сотрудники исследовали тройные системы Fe—Ni—S и Cu—Fe—S. Значение этих исследований для развития теории формирования сульфидных медно-никелевых месторождений очень велико, поэтому на них следует остановиться несколько подробнее. Методика опытов заключалась в нагревании соответствующих смесей в запаянных кварцевых ампулах до различных температур, начиная с 1100° С и кончая 400° С. Идентификация полученных фаз приводилась с применением дифференциальных термических анализов, высокотемпературной дифрактометрии и микроскопического исследования.

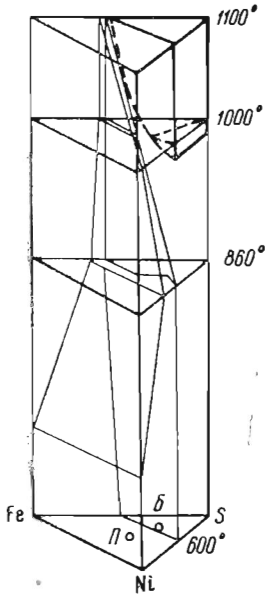


Рис. 14. Система Fe — Ni — S при температурах выше 600° С. *Составлена по Г. Куллеруду* (1963)

Жирными линиями показана область несмесимости внутри сульфидного расплава, тонкими линиями обозначена поверхность солидуса. П — состав пентландита, Б — состав бравоита

Г. Куллеруд установил ликвацию силикатной и сульфидной жидкостей, а также несмесимость в самой сульфидной фракции при высоких температурах. Область несмесимости показана на рис. 14 жирными линиями. Ликвация имеет место между жидкостью, содержащей 98% S, т. е. почти чистой серой, и другой сульфидной жидкостью, содержащей 46,5—54,5% S.

При 991° С область несмесимости исчезает совсем. Таким образом, при высоких температурах происходит не только ликвация с отделением сульфидной жидкости от силикатной, но и наряду с расплавом сульфидов появляется несмешивающаяся с ними жидкость с большим содержанием серы. Однако преобладание в медно-никелевых месторождениях моносульфидов противоречит представлению об избытке серы. По мнению Г. Куллеруда, это объясняется тем, что богатые серой расплавы легко реагируют с силикатами и образуют дополнительные сульфиды, которые затем отделяются от силикатов посредством гравитации. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока весь имеющийся в распоряжении избыток серы не будет израсходован (Kullerud, 1963). В системе Cu—Ni—S (Moh, Kullerud, 1962, 1963) была обнаружена подобная же ликвация, иначе говоря, прибавка к расплаву меди не меняет картину возникновения двух сульфидных жидкостей. Для выяснения условий взаимодействия серы с силикатами Г. Куллеруд и Г. Йодер (Kullerud, Ioder, 1963) поставили серию опытов, которые продемонстрировали, как сера при высоких температурах и давлениях (800° С и 2000 *бар*) могла превратить железосодержащие силикаты (оливин, геденбергит и др.) в сульфиды железа, магнетит (или гематит), кварц и метасиликаты. При этом появлялись также небольшие количества пентландита. Авторы считают, что подобный процесс вполне возможен в природных условиях, и что даже незначительные количе-

ства серы могут извлекать из породообразующих силикатов содержащиеся в них железо, никель, кобальт и медь.

Г. Куллерудом и Г. Йодером подчеркивалось, что количество серы определяет устойчивость того или иного окисла или ассоциации окислов, и с увеличением количества серы повышается степень окисления металлов группы железа, не входящих в сульфиды. Отсюда был сделан вывод, что окисление в породе, т. е. повышение величины Eh, может произойти при сульфуризации, без поступления кислорода извне. Сказанное иллюстрируется следующими опытами. При воздействии малых количеств серы на троктолит, состоящий из 50% оливина Fa_{50} и 50% плагиоклаза, произошло разложение оливина по формуле:

$$\underbrace{4FeMgSiO_4}_{50\%} + S \rightarrow FeS + Fe_3O_4 + 4MgSiO_3$$
$$2{,}3\% \quad 6{,}5\% \quad 16{,}5\% \quad 29{,}3\%$$

при этом плагиоклаз остался без изменения.

При возрастании концентрации серы шли следующие реакции:

с образованием гематита:

$$3FeMgSiO_4 + S \rightarrow FeS + Fe_2O_3 + 3MgSiO_3$$

с образованием SO_2:

$$2FeMgSiO_4 + 3S \rightarrow 2FeS + 2MgSiO_3 + SO_2.$$

Во всех этих опытах магний сохраняется в составе силикатов, а железо переходит в окислы и сульфиды.

Опыты с образованием в числе продуктов реакции кварца и сернистого газа записываются в таком виде:

$$Fe_2SiO_4 + 3S \rightarrow 2FeS + SiO_2 + SO_2 \text{ и т. д.}$$

Системы окислы—силикаты—фосфаты

Из экспериментальных работ, моделирующих процессы рудообразования в титановых и апатитовых месторождениях, упомянем о работе Р. Фишера (1954), который изучал несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов (Fe, Ti, Co), силикаты и фосфаты. В системе $Fe_xO_y - Ca_5F(PO_4)_3 - Na_2O \cdot 2{,}7SiO_2$ найдена область несмешивающихся жидкостей, которая начинается на стороне «фосфат—силикат» и далеко распространяется в направлении высших окислов железа (рис. 15). Опыты показали также, что ильменит и хромит ведут себя аналогично высшим окислам железа.

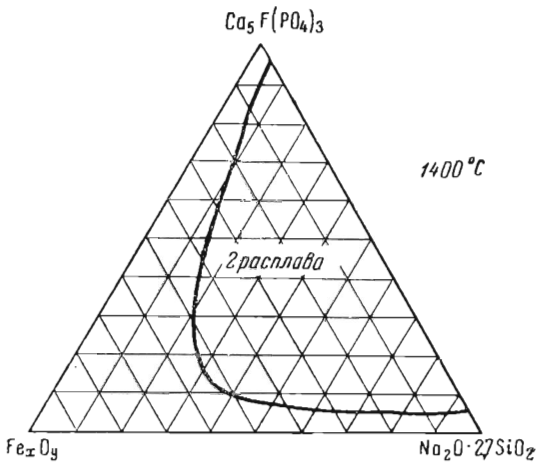


Рис. 15. Разрыв смесимости в системе Fe_xO_y—$Ca_5[F(PO_4)_3]$—$Na_2O \cdot 2{,}7SiO_2$ (при постоянном насыщении SiO_2). *По Р. Фишеру* (1954)

О специализированных магмах рудоносных интрузий

Химические элементы, входящие в состав магматических руд, занимают в периодической системе Д. Менделеева вполне определенное положение. На рис. 16 дана таблица химических элементов, развернутая по большим периодам. В ней элементы магматических руд обра-

зуют компактное, почти непрерывное поле, составленное «промежуточными» элементами так называемых вставных декад, атомы которых строятся путем прибавления электронов не во внешнем, а в первом внутреннем слое. Поскольку различия в строении атомов здесь осуществляются на некоторой орбитальной глубине, химическая индивидуальность соседней в периоде уже не такая четкая, особенно это относится к конечным элементам декад (группа железа). Элементы вставных декад обычно имеют переменную валентность.

Всю область рудных магматических элементов можно разделить на отдельные домены в зависимости от ведущего элемента. Левый — домен титана, центральный, где имеется лишь один элемент — домен

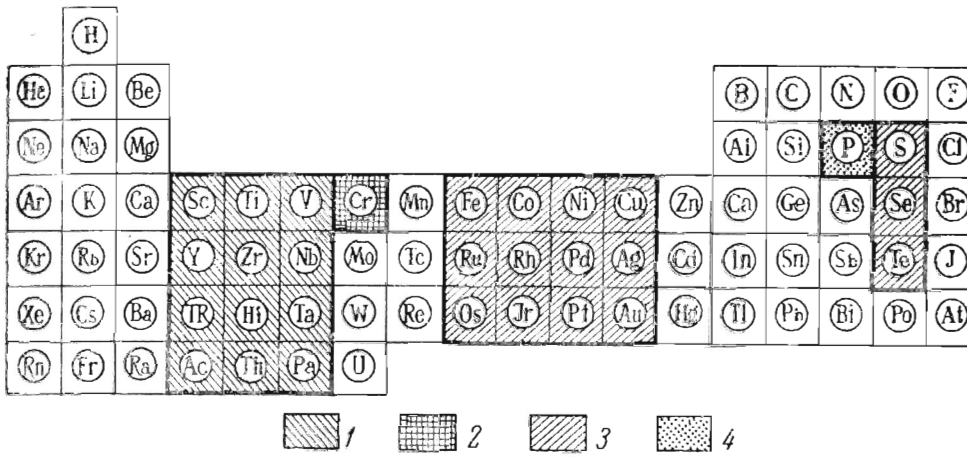


Рис. 16. Элементы магматических месторождений
1 — домен титана; *2* — домен хрома; *3* — домен никеля; *4* — домен фосфора

хрома, и правый — домен никеля. Кроме того, выделяется еще домен фосфора. К домену никеля принадлежат также сера и ее аналоги. Эти элементы с геохимической точки зрения можно считать транзиторными.

Рудные элементы магматических месторождений не относятся к категории широко распространенных; весовые кларки их (кроме железа) не поднимаются выше III декады. Примечательно, что рассматриваемые элементы (снова кроме железа) не находятся на главном пути магматической кристаллизации, и концентрирование их всегда связано с какими-то побочными процессами.

Поскольку под магматическими месторождениями мы условились понимать такие месторождения, которые формируются в процессе становления соответствующих магматических тел, то естественно, что изучение их генезиса должно начинаться с изучения процессов магмообразования.

Одним из лучших доказательств магматической природы месторождения является повышенная концентрация данного элемента в магме. Так, месторождения хромита приурочены, как правило, к дунитам, реже гарцбургитам, т. е. к породам, наиболее обогащенным хромом. То же относится и к титановым месторождениям — они связаны с габбро-анортозитами и щелочными-ультраосновными породами, спонтанно наиболее богатыми титаном.

Никелевые месторождения возникают среди магнезиальных габброидов с повышенным содержанием никеля, то же относится и к металлам платиновой группы. Закономерности распределения хромитовых и титановых месторождений в целом повторяют закономерности распределения интрузивных комплексов соответствующих пород. Так, место-

рождения хромита среди интрузий гипербазитовой магмы никогда не встречаются совместно с месторождениями титановых руд, наоборот, титановые и хромитовые руды часто бывают приурочены к одному и тому же сложно построенному базальтоидному массиву. Объясняется это дифференциацией разных порядков — в первом случае подкоровой, во втором — внутрикамерной. Вещество мантии (каменных метеоритов), согласно взглядам А. Виноградова (1961), при зонном расплавлении разделяется на базальтовую магму и остаток, отвечающий дунитам. При этом происходит разделение химических элементов.

Магний накапливается в дунитах. Он просто вытесняет из дунитов все остальные элементы, сохраняя лишь минимальные количества кремния и кислорода для построения кристаллической решетки оливина. Никель и кобальт, изоморфные с магнием, в свою очередь аккумулируются в дунитах. Содержание хрома остается в дунитах примерно на том же уровне, что и в метеоритах. Большинство других элементов (Na, K, Ca, Al, Si, P, S, Ti, Cu и др.) скапливается в базальтовом расплаве. Титан накапливается при магматической дифференциации в породах, обогащенных одновременно кальцием и щелочами.

Меньше всего TiO_2 в гипербазитах, почти лишенных кальция и щелочей, и в гранитах. Близкое к кларковому количество двуокиси титана, с одной стороны, находится в диоритах, сиенитах и нефелиновых сиенитах, а с другой стороны — в верлитах: нефелиновые сиениты очень богаты натрием, но имеют дефицит кальция, а в кальциевых перидотитах — верлитах недостаточно щелочей. Лишь при значительном росте содержания кальция и щелочей, как, например, в нефелиновых базальтах, щелочных (эссекситовых) габбро, тералитах и других породах, достигаются максимальные концентрации в породах титана. Такая закономерность в поведении титана при магматическом процессе определяет и распределение крупнейших месторождений титана, связанных с габброидами и с породами ультраосновного — щелочного ряда.

Несколько сложнее происходит образование исходных расплавов, из которых формируются медно-никелевые месторождения.

Потенциально наиболее богаты никелем породы гипербазитовой формации, но медно-никелевые месторождения связаны исключительно с интрузиями базальтоидных комплексов. Однако среди последних медно-никелевая сульфидная минерализация приурочена именно к более меланократовым типам, обогащенным магнием. Одновременно с этим для данных пород характерно также относительное снижение суммарного количества щелочей по сравнению с общим количеством кальция, причем в сумме щелочей увеличивается содержание калия (Годлевский, 1959; Полферов, Суслова).

Для того чтобы более глубоко судить о тех явлениях, которые привели к химическим аномалиям в составе никеленосных интрузий, следует сравнить их с той конкретной базальтоидной формацией, к которой они принадлежат. Такое сравнение удалось провести для никеленосных интрузий Норильского района, Печенги и области Карру.

На рис. 17, 18 и 19 показана зависимость петрохимических характеристик от главного показателя основности — величины *в*. На каждую диаграмму нанесены: 1) средний состав интрузивной фации данной базальтоидной формации; 2) средний состав никеленосной интрузии (или интрузий — для Печенги); 3) средний состав силикатной фазы хондритов (по А. Виноградову); 4) средний состав дунита.

Составы долеритов соответствующих формаций и дунитов комплементарны и отвечают в среднем силикатной фазе хондритов.

Что же касается никеленосных расслоенных интрузий, то в большинстве случаев значения их основных и дополнительных петрохимических характеристик являются промежуточными между значениями среднего интрузива данной формации и среднего хондрита. Исключе-

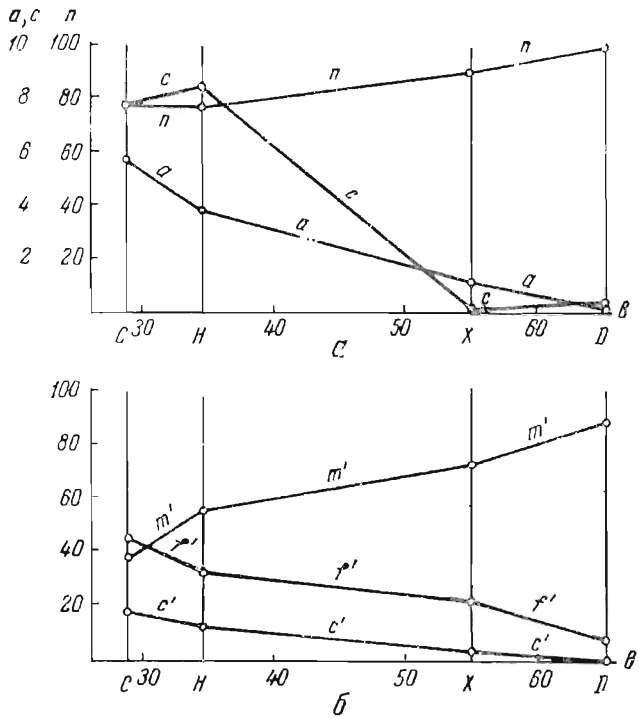


Рис. 17. Положение интрузии Норильск I в ряду долерит — хондрит—дунит по петрографическим характеристикам

а — основные характеристики, *б* — дополнительные характеристики. *С* — преобладающий тип долерита Сибирской платформы; *Н* — интрузия Норильск I; *Х* — средний состав хондрита; *Д* — средний состав дунита

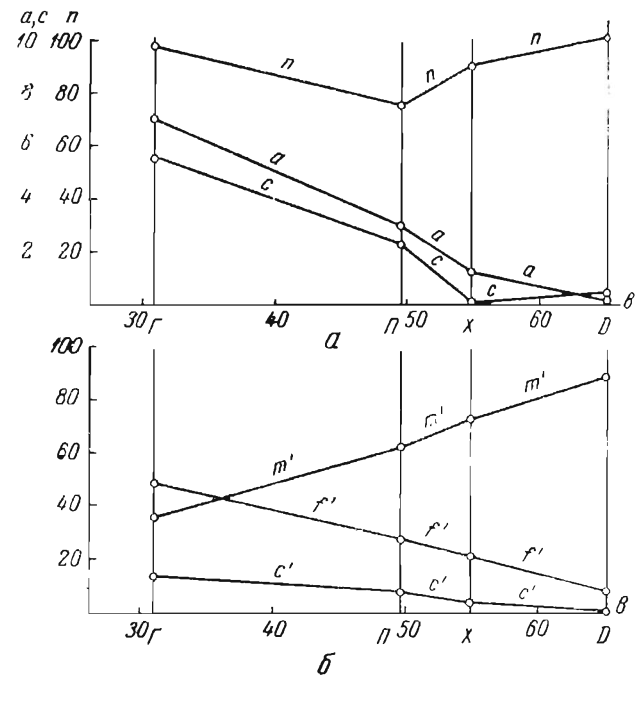


Рис. 18. Положение интрузий Печенги в ряду габбро — диабаз — хондрит—дунит по петрографическим характеристикам

а — основные характеристики; *б* — дополнительные характеристики. *Г* — габбро-диабаз Печенги; *П* — дифференцированные интрузии Печенги; *Х* — средний состав хондрита; *Д* — средний состав дунита

ние составляет величина n, а для Норильска I и величина c, что связано с явлениями ассимиляции. Характеристика n для всех никеленосных интрузий занижена, что связано с более высоким потенциалом калия среди щелочей этих интрузий.

Промежуточное положение точек дифференцированных интрузий между долеритом и хондритом может быть обусловлено образованием их магм при неполном выплавлении базальтов из мантийного вещества. С этой точки зрения никеленосные интрузии следует рассматривать как продукты незавершенного разделения хондритового вещества. Повышенное содержание некоторых характерных для хондритов элементов, в частности серы, в составе никеленосных интрузий может служить доказательством этого предположения. Промежуточный характер никеленосных интрузий можно показать на примере интрузии Норильск I.

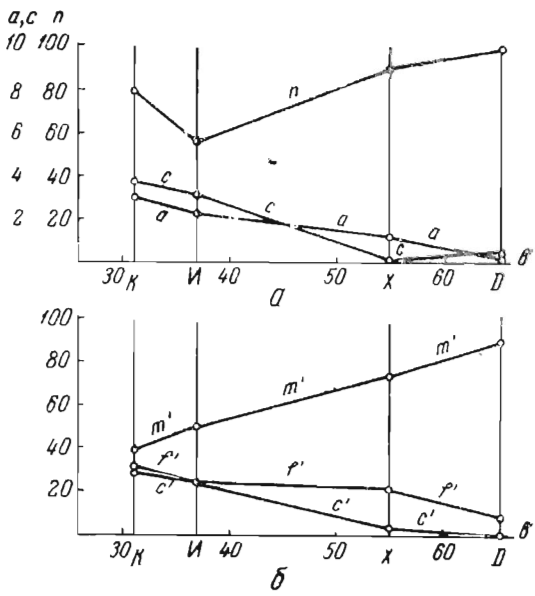


Рис. 19. Положение интрузии Инсизва в ряду долерит — хондрит — дунит по петрографическим характеристикам

а — основные характеристики; *б* — дополнительные характеристики. *К* — средний долерит Карру; *И* — интрузия Инсизва; *Х* — средний состав хондрита; *Д* — средний состав дунита

Двойственная природа никеленосных интрузий норильского типа выражается в том, что они, с одной стороны, как бы относятся к обычным траппам и несут многие свойственные им характерные черты, а с другой стороны, — близки к хондритам. Так, средний состав наиболее хорошо изученной интрузии Норильск I лежит на вариационной линии траппов Норильского района, отвечающей известково-щелочной серии. Вещественный состав ее средних горизонтов подобен обычным трапповым интрузиям. Но вместе с тем она имеет характер очень глубинных образований. Среди петрогенных элементов наблюдается избыток магния и недостаток кремния и щелочей по сравнению со средним траппом. Кларк титана для интрузий норильского комплекса не только ниже такового для сибирских траппов (1,51% TiO_2), но ниже, чем кларк земной коры, что не свойственно основным породам; при этом интрузия Норильск I отличается высоким содержанием хрома.

Особенно ярко двойственность никеленосной интрузии Норильск I проявляется в характере и распределении второстепенных типоморфных элементов (табл. 4). По содержанию таких типичных литофилов, как стронций и барий, интрузия Норильск I может быть отнесена к базальтоидным, но зато в отношении содержания некоторых рудных элементов наблюдается известное сходство интрузии Норильск I с хондритовым веществом. Содержание тяжелых элементов — теллура, палладия, золота — в ней одного порядка с хондритами и на два порядка выше содержания этих элементов в основных породах.

Содержания серы, селена, никеля, кобальта и платины являются промежуточными.

Особое место среди второстепенных элементов занимает медь. Высокая медистость, превосходящая таковую хондритов, должна быть

Таблица 4

Средние содержания некоторых типоморфных химических элементов в хондритах, ультраосновных и основных породах и породах интрузии Норильск I (первые три столбца по А. Виноградову, 1962)

Элементы	Хондриты	Ультраосновные породы	Основные породы	Породы интрузии Норильск I
S	2,0*	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,95
Ti	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	0,9	0,43
V	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Cr	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$
Co	$8 \cdot 10^{-2}$*	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Ni	1·35*	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,24 \cdot 10^{-1}$
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,87 \cdot 10^{-1}$
Se	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$
Pd	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$3,32 \cdot 10^{-4}$
Te	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$
Ba	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Pt	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$
Au	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$

* Вместе с железной фазой хондритов.

отмечена в качестве характерной особенности молодых платформенных руд (а также траппов в целом).

Перечисленные выше свойства никеленосных интрузий являются их неотъемлемыми характерными чертами, теми признаками, которые позволяют безошибочно распознать среди обычных траппов особые глубинные оруденелые тела, связанные с веществом мантии.

Никеленосная рудная интрузия Инсизва (Scholtz, 1936) имеет много общего с интрузиями норильского комплекса. Она сдвинута на тот же отрезок по оси В на диаграмме А. Заварицкого. Интересно отметить, что некоторые породы Инсизвы приближаются наиболее близко к полевошпатовым ахондритам (например, оливиновый гиперит). Те же соотношения наблюдаются для Печенгских интрузий.

Интересно отметить, что не только в химическом, но и в минералогическом отношении по содержанию сульфидов никеля, меди и железа имеется аналогия между медно-никелевыми месторождениями и некоторыми каменными метеоритами.

Итак, рассмотрение никеленосных базальтоидных вулкано-плутонических формаций приводит к выводу, что повышенная рудная минерализация не присуща спонтанно базальтовой магме, а проявляется всякий раз в связи с особыми условиями развития тектоники и магматизма, приводящими к значительной дифференциации этой магмы и к появлению рудоносных интрузий, указывающих на родство с более глубинным материалом.

Интересно отметить, что те отклонения в химическом составе, которые отличают никеленосные интрузии от обычных базальтов, присущи и «глубинным» эклогитам (из включений в кимберлитах) по сравнению с метаморфическими эклогитами (В. Кутолин). Эта аналогия может служить лишним косвенным доказательством развиваемых здесь представлений.

Что касается платиновых месторождений, то не существует отдельных платиноносных массивов, где бы платина и ее спутники концентрировались независимо от хромита или от медно-никелевых руд. Это определяется свойствами платиновых металлов, имеющих промежуточный характер между свойствами хрома, с одной стороны, и меди

с другой. При этом с медными сульфидами ассоциируют по большей части более легкие (по атомному весу) металлы группы платины — Ru, Rd и Pd, в то время как в ассоциации с хромшпинелидами обычны «тяжелые» платиновые металлы — Os, Ir, Pt.

Дифференциация и кристаллизация базальтовой магмы

Одним из важнейших вопросов генезиса магматических месторождений является вопрос о путях дифференциации базальтовой магмы. В самом деле, огромное большинство магматических месторождений связано с дифференцированными интрузиями базальтоидов: подавляющее большинство медно-никелевых месторождений, очень многие титановые, наиболее крупные хромитовые и платиновые. Поэтому знание законов дифференциации базальтовой магмы дает в руки исследователя надежный компас, помогающий ему не сбиться с верного пути.

В 1922 г. Н. Боуэном был сформулирован известный реакционный принцип, основываясь на котором он высказал идею о происхождении всего разнообразия изверженных пород из единого базальтового расплава. Позже он указал на то, что в процессе дифференциации базальтовой магмы процентное содержание железа хотя и уменьшается к концу дифференционного ряда, но его отношение к магнию в последовательной серии темноцветных минералов неуклонно растет. Это направление дифференциации получило в литературе название «пути Боуэна». Вместе с тем при исследовании ряда конкретных петрографических провинций выяснилось (P. Fenner, В. Соболев), что существует другой путь дифференциации базальтовой магмы с абсолютным накоплением железа в конечных дифференциатах — «путь Феннера».

Существуют разные мнения о причинах такого различия путей дифференциации. Наиболее обоснованны разработанные Дж. Кеннеди, Е. Осборном и другими представления о доминирующей роли окислительно-восстановительных процессов, и, в первую очередь, окисления железа. Отношение закиси железа к окиси в расплаве зависит от парциального давления кислорода, с которым расплав находится в равновесии (Дж. Кеннеди). Реакция $2Fe_2O_3 \rightleftarrows 4FeO + O_2$ в определенном приближении выражается законом действия масс:

$$K = \frac{(FeO)^4 (O_2)}{(Fe_2O_3)^2}.$$

Пользуясь этой схемой, можно определить давление кислорода, при котором получается наблюдаемое отношение между закисью и окисью железа в расплаве, если известно значение K. Простой, казалось бы, способ определения столь необходимой для общей характеристики магматического процесса величины p_{O_2} наталкивается, однако, на большие трудности вследствие того, что величина константы равновесия K сильно зависит от температуры. Так, при понижении температуры на каждые 100° С величина K уменьшается примерно в 5—7 раз. Поэтому необходимо точно знать температуру, при которой совершалась реакция. Это в значительной степени осложняет пользование указанной формулой, но не исключает его совсем.

Для изучения основных особенностей кристаллизации базальтовой магмы в условиях меняющегося редокспотенциала лучшей моделью может служить система $MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2$ (рис. 20).

Разберем два принципиально различных случая (Muan, Osborn, 1956): 1) когда система закрыта, 2) когда она открыта относительно кислорода и p_{O_2} постоянно (или увеличивается).

Случай 1. Две пограничные кривые *pr* и *qr* на верхней грани области пироксена имеют особое значение для базальта. Эти линии сходятся в четверной перитектической точке *r*, в которой оливин, пироксен,

магнетит и тридимит сосуществуют в равновесии с жидкостью. При фракционной кристаллизации любой смеси внутри центральной части тетраэдра жидкость будет двигаться к одной из этих линий, а затем вниз по направлению к эвтектике *e* магнетит — фаялит — кремнезем, лежащей в правой плоскости. Поскольку система задана закрытой, то по мере движения жидкости вниз вдоль этих четверных моновариантных линий в направлении точки *e* p_{O_2} газовой фазы будет понижаться.

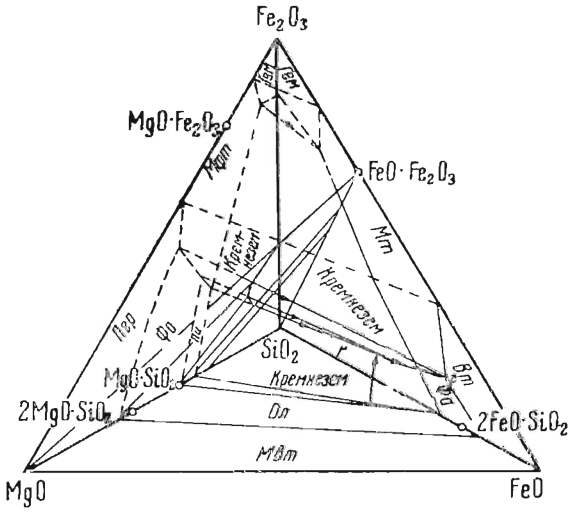


Рис. 20. Фазовые отношения в системе MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2. *По А. Мэну и Е. Осборну.* Составы даны в вес.%

При фракционной кристаллизации этого типа, т. е. когда общий состав системы остается постоянным, кристаллизация магнетита (или магнезиоферрита, титаномагнетита и т. д.) препятствует продвижению жидкости в область высоких отношений Fe_2O_3 : FeO, но не мешает продолжающемуся обогащению жидкости закисью железа. Нижняя поверхность области магнетита играет роль барьера, препятствующего переходу жидкости в область окислов железа. Жидкость подходит к этому барьеру и здесь опускается вниз вдоль поверхности магнетита в направлении правой плоскости тетраэдра.

Случай 2. Система открыта относительно кислорода. Предположим, что парциальное давление кислорода постоянно и составляет 0,21 *атм* (т. е. равно давлению в воздухе). Тогда фазовые отношения на изобарической поверхности кислорода могут быть изображены путем проектирования их на плоскость $MgO—FeO \cdot Fe_2O_3—SiO_2$, проходящую через прямую $MgO — SiO_2$ и точку с отношением F_2O_3: : FeO = 22,1 (плоскость внутри тетраэдра, рис. 21). Если кристаллизация начинается в поле оливина (точка *m*), то при фракционировании получится конечный состав *d*. Путь кристаллизации таков: после выпадения оливина жидкость движется к точке *n* на границе магнезиоферрита и затем вниз вдоль этой границы к точке *c*, где начинает кристаллизоваться пироксен. Далее, при

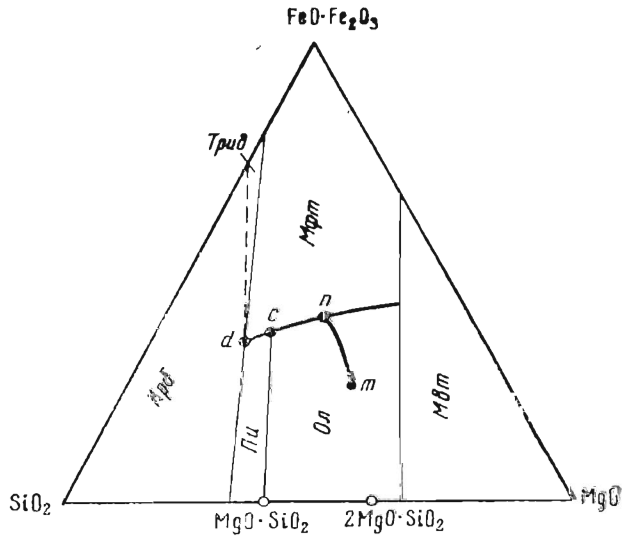


Рис. 21. Фазовые отношения в системе MgO — $FeO \cdot Fe_2O_3$ — SiO_2 в воздухе; p_{O_2} = 0,21 *атм*. *По А. Мэну и Е. Осборну*

фракционной кристаллизации, жидкость движется к точке *d*, застывает при постоянной температуре, образуя пироксен, магнезиоферрит и тридимит. Точки *c* и *d* характеризуются соответственно как перитектическая и эвтектическая [1].

Таким образом, при фракционной кристаллизации вдоль изобарической поверхности кислорода (при p_{O_2}=const) жидкости движутся к «кислородной изобарической эвтектике» *d*. Следовательно, конечная фракционная кристаллизация при постоянном p_{O_2} не ведет к образованию жидкости с предельным железистым составом, но образуется жидкость, которая содержит больше кремния и меньше железа, нежели первоначальная.

Исключительно важное значение установленного выше различия между кристаллизацией при постоянном общем составе (т. е. в закрытой системе) и при постоянном p_{O_2} для понимания хода остывания базальтовой магмы несомненно. В очень упрощенном виде эти два пути иллюстрируют ход кристаллизации базальтовой магмы; первый — по схеме Соболева—Феннера и второй — по схеме Боуэна, что по существу отражает различие в способе изменения p_{O_2} в ходе кристаллизации.

Первая схема представлена некоторыми расслоенными базальтоидными интрузиями, например, Скаергардской в Восточной Гренландии (Л. Уоджер, В. Дир) или Аламджахской на Сибирской платформе (Р. Масайтис) и называется «скаергардской». Вторая схема отвечает известково-щелочной серии пород базальт—андезит—дацит—риолит. В большинстве основных дифференцированных интрузий наблюдается как бы промежуточный или даже смешанный ход дифференциации, что вызывается как колебаниями в парциальном давлении кислорода, так и меньшими его величинами, чем те, которые наблюдаются для эффузивов. Если в тетраэдре на рис. 20 проводить внутренние сечения все с большим наклоном, т. е. отвечающее меньшим значениям p_{O_2}, то в конце концов одно из сечений пересечет точку *r*, поле пироксена выклинится, и кислородная изобарическая эвтектика *d* перестанет существовать. Кристаллизация снова закончится, как и в скаергардской схеме, фаялитом совместно с кварцем и магнетитом.

Для никеленосных интрузий схема кристаллизации по Боуэну более распространена, чем по Феннеру, что связано отчасти с повышением растворимости сульфидов железа в силикатных железистых расплавах.

Процесс кристаллизационной дифференциации подробнее всего разобран для интрузии Норильск I (Годлевский, 1959_1; Золотухин, 1964). Установлено, что он идет, в общем, с сохранением схемы Боуэна, при относительно постоянном парциальном давлении кислорода, но представляет особую модификацию этой схемы, называемую «норильской». Реакционные ряды Боуэна усложняются и появляются два ряда параллельно кристаллизующихся пироксенов (Годлевский, 1959_1).

Ход кристаллизации расслоенных интрузий имеет первостепенное значение для оценки их рудоносности и особенно никеленосности, поэтому предложено много графических построений для различения хода дифференциации различного типа. Наиболее простой способ установления типа дифференциации заключается в составлении окисловых профилей (А. Эдвардс, М. Годлевский), но для этого надо иметь анализы, привязанные к разрезу интрузии (рис. 22).

На профиле Скаергардской интрузии явно видно сильное возрастание содержания железа по мере хода дифференциации, в то время как в Норильской интрузии содержание железа падает, хотя количество его

---

[1] Они являются нонвариантными, поскольку при фиксации p_{O_2} была использована одна степень свободы.

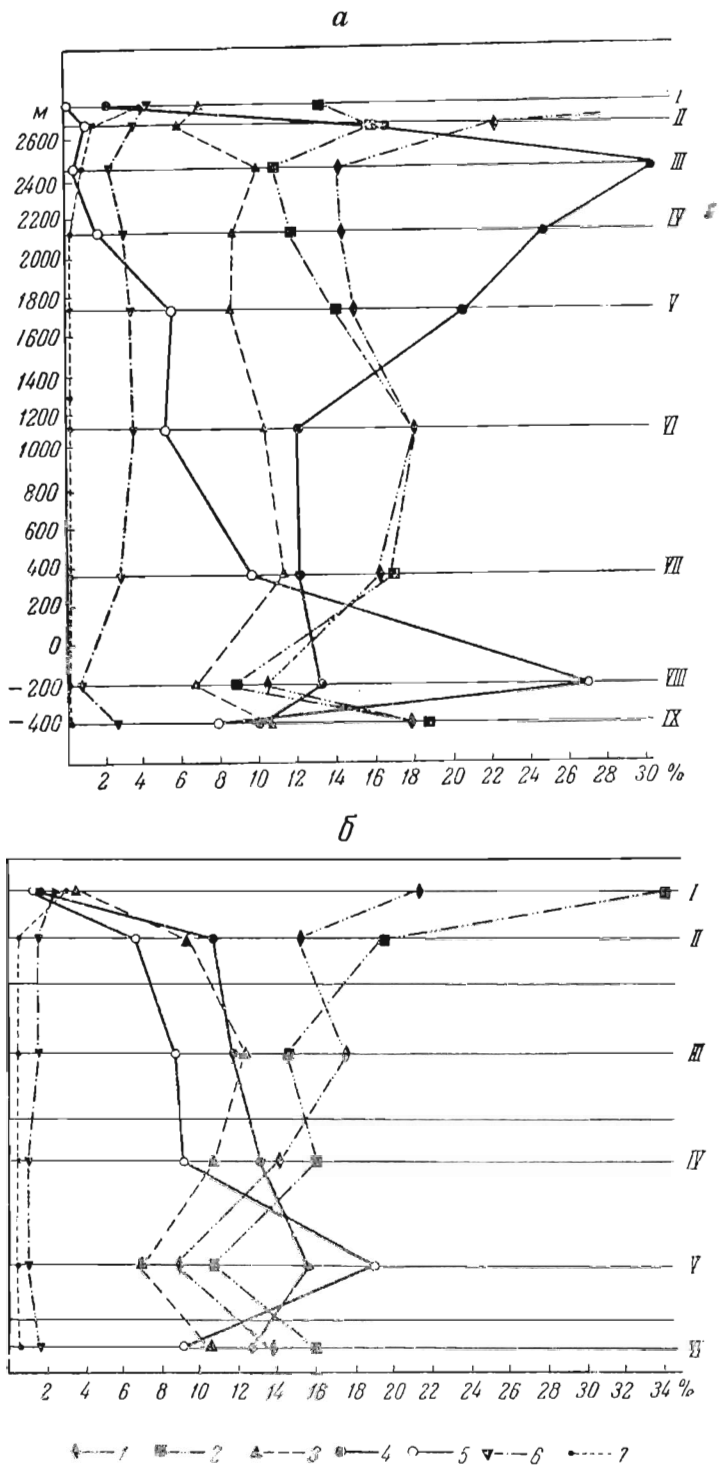


Рис. 22. Диаграммы изменения содержания породообразующих окислов в зависимости от положений в интрузии

1 — SiO_2; *2* — Al_2O_3; *3* — CaO; *4* — $Fe_2O_3+FeO_3$; *5* — MgO; *6* — Na_2O; *7* — K_2O

а — Скаергардская интрузия: *I* — кислый гранофир; *II* — основной геденбергитовый гранофир; *III* — фаялитовые феррогаббро; *IV* — феррогортонолитовые феррогаббро; *V* — гортонолитовые феррогаббро; *VI* — срединное габбро; *VII* — гиперстен-оливиновое габбро; *VIII* — габбро-пикрит; *IX* — краевое габбро. *б* — интрузия Норильск I; *I* — гибридные породы; *II* — габбро-диорит; *III* — офитовый оливиновый габбро-долерит; *IV* — пойкилоофитовый оливиновый габбро-долерит; *V* — пикритовый габбро-долерит; *VI* — такситовый габбро-долерит

в пойкилоофитовом горизонте становится и далее остается больше количества магния. Существуют переходные интрузии, например, интрузии горы Зуб или Инсизва, которые имеют промежуточный тип дифференциации и в конце кривой у них появляется небольшой пик железа. Наконец, существуют интрузии вроде силла горы Веллингтон в Тасмании, в которых при дифференциации количество железа почти не меняется, в то время как магний сильно убывает (А. Эдвардс).

Жидкостный характер богатой магнием магмы никеленосных интрузий и богатство летучими предопределяет совершенство расслоения при благоприятных тектонических условиях. Различаются интрузии нормально дифференцированные, обычно трехчленные, с комплементарным составом нижнего и верхнего горизонтов, мультиплицированные интрузии типа Бушвельд и, наконец, вырожденные дифференцированные интрузии, состоящие только из двух горизонтов, как, например, лополит Садбери.

Образование хромитовых и платино-хромитовых месторождений

Месторождения хромита принадлежат к двум генетическим типам: первый относится к производным базальтовой магмы, второй — к производным гипербазитовой магмы. Оба типа различаются между собой по целому ряду признаков: составу, структуре руд, способу отложения, принадлежности к разным вмещающим породам и материнским интрузивам (табл. 5).

Базальтоидные хромитовые руды тесно связаны с формацией стратиформных основных интрузий протоплатформ (Бушвельд, Великая дайка, Стиллуотер). Они слагают правильные пластообразные залежи, образовавшиеся в результате гравитационной дифференциации внутри расслоенных массивов. В Бушвельде хромитовые тела встречаются в пироксенитах, в которых ромбический пироксен нацело замещен желтым боулингитом. Эти пироксениты находятся на разных уровнях «критической» зоны и местами в базальной зоне.

В массиве Стиллуотер хромитовый слой также располагается в нижней придонной части. Относительно происхождения этих хромитов как продуктов ранней кристаллизации и аккумуляции из базальтовой магмы мнение геологов едино. В ассоциации с хромитами находятся раннемагматические концентрации самородной платины.

Значительно труднее объяснить возникновение хромитов среди гипербазитовых массивов. До сих пор еще не ясен характер самой гипербазитовой магмы. Целый ряд очень важных признаков говорит об особых условиях ее кристаллизации. Как известно, контактовые ореолы вокруг даже крупных тел перидотита отвечают обычно нижним ступеням метаморфизма, что никак не соответствует температуре кристаллизации магнезиальных разностей оливина. Попытка устранить это противоречие была в свое время сделана Боуэном, предположившим, что перидотитовые «магмы» ко времени внедрения состоят в основном из уже образовавшихся кристаллов оливина. Термодинамические данные свидетельствуют против возможности дифференциации гипербазитовой магмы, так как в системе форстерит—фаялит с понижением температуры наблюдается не повышение теплообразования, как того требует принцип Ле-Шателье, а понижение (К. Беннингтон). Таким образом, процесс кристаллизации в ряду оливинов совершается с уменьшением энтропии, и для его осуществления в природных условиях необходим параллельно другой компенсирующий процесс, каковым в базальтоидных расплавах является кристаллизация полевых шпатов.

Исключительно магнезиальный состав оливинов гипербазитовых массивов как будто подтверждает вывод об отсутствии дифференциации расплава и о «первичной», подкоровой природе оливина. То же, и

Таблица 5

Сравнение хромитовых месторождений формации стратиформных основных интрузий и гипербазитовой формации

Месторождения формации стратиформных основных интрузий	Месторождения гипербазитовой формации
Форма, строение и состав материнских интрузий	
Лополиты, залегающие полого	Неправильные тела, лакколиты, согласные тела
Правильное расслоенное анизотропное строение от перидотитов внизу до габброидов и гранитоидов	Совершенно произвольное распределение габбро и ультраосновных пород
Главные петрографические разности приурочены к правильной полосчатости	Полосчатость, если имеется, то неправильная, границы разновидностей пород могут сечь полосчатость
Между смежными слоями постепенные переходы и обычно незначительные различия в составе	Смежные полосы могут резко различаться по составу, например, дунит—норит
В перидотитах присутствует плагиоклаз, дуниты редки	Плагиоклаз отсутствует, дуниты обычно слагают крупные массивы
Сегрегационные, пойкилитовые структуры	Структура аллотриоморфная, до кластической
$MgO : (FeO + Fe_2O_3) = 3{,}5-7{,}5$	$MgO : (FeO + Fe_2O_3) > 7$
Особенности хромитовых месторождений	
Рудные тела всегда параллельны другим стратифицированным прослоям	Рудные тела обычно параллельны полосчатости перидотитов, но могут пересекать ее
Рудные слои прослеживаются на километры, максимальная мощность отдельных слоев около 1,5 *м*	Рудные тела имеют вид неправильных шлиров, чечевиц, мощность до 150 *м*
Вмещающая порода — гарцбургиты или бронзититы	Вмещающая порода — дуниты или троктолиты
Идиоморфные кристаллы хромита, $d < 1$ *мм*, структуры гипидиоморфные, сегрегационные и др.	Неправильные зерна и обломки $d = 1 \div 5$ *мм*, в массивных рудах 10—15 *м* Текстуры полосчатые, петельчатые, пятнистые, нодулярные
$FeO : RO \sim 1 : 1$; $Cr : Fe \sim 1{,}5 : 1$; 38—50% Cr_2O_3, содержат платину	$FeO : RO \sim 1 : 2$; $Cr : Fe$ от 2 : 1 до 4 : 1; 15—65% Cr_2O_3, содержат осмий, иридий
Сегрегационные или раннемагматические	Позднемагматические (преобладают)
Примеры: Бушвельд, Стиллуотер	Примеры: Кемпирсай, Гулеман

даже с бóльшим основанием, можно сказать и о еще более высокотемпературных хромшпинелидах.

Однако это не исключает реакций первичных минералов — оливина и хромшпинелидов — с межзерновой жидкостью или с водой (автосерпентинизация), или же взаимодействия дунитов с базальтовой магмой, проникающей по тем же путям и агрессивно (химически) воздействующей на дуниты.

Сложный петрографический состав гипербазитовых массивов, включающих даже габбровые разности, и многие их структурные особенности заставляют признать довольно интенсивную внутрикамерную деятельность, не имеющую, однако, характера кристаллизационной дифференциации.

Хромшпинелиды дунитовых массивов отличаются от хромшпинелидов каменных метеоритов наличием в составе трехвалентного железа, что А. Виноградов (1961) объясняет окислением вещества мантии в земной коре.

Состав хромшпинелидов зависит от породы, которая вмещает руду (Бетехтин, 1940). Например, руды в перидотитах содержат больше алюминия, чем руды в дунитах. Существует и общее коренное отличие хромитов стратифицированных интрузий более богатых железом (подобно и самим породам этих массивов), по сравнению с магнезиальными хромитами, залегающими среди гипербазитов.

Состав хромшпинелидов и их структурные взаимоотношения с силикатами указывают на то, что по крайней мере промышленные скопления хромита образовались в современной камере. О взаимоотношении этих хромитов с хромитами мантии пока еще ничего не известно. Главная масса хрома в гипербазитовых массивах сосредоточена в виде так называемых акцессорных шпинелидов. Среди них возникают шлирообразные сгущения без четких границ с вмещающей породой.

Линзо- и жилообразные хромитовые густовкрапленные и сплошные руды, которыми сложена главная масса промышленных месторождений, характеризуются уже резкими границами с окружающей породой. Это свидетельствует о том, что образование руды произошло в массиве достаточно консолидированном и способном давать трещины. Пересечение таких сплошных руд прожилками поздних дунитов и пироксенитов говорит о том, что момент образования этих эпигенетических тел все же не выходил за пределы собственно магматического этапа (Бетехтин, 1940).

Если выделение акцессорных идиоморфных зерен хромита вполне соответствует положению шпинелевого поля на физико-химических диаграммах (см. рис. 26), то образование позднего хромита нельзя объяснить закономерно идущей кристаллизационной дифференциацией. В гипербазитовых массивах такой процесс может быть на вполне законном основании вообще поставлен под сомнение, и формирование эпигенетических тел хромита может служить тому лучшей иллюстрацией.

Вероятно, происходит распад каких-то обособлявшихся при остывании магмы соединений хрома, алюминия, железа, а также платины и других компонентов. Эти соединения с помощью летучих веществ накапливаются в остаточных расплавах и образуют промышленные скопления. В отличие от титановых месторождений, при образовании месторождений хромита рудное вещество из обособившегося остаточного расплава выкристаллизовывается первым или, во всяком случае, до окончания кристаллизации оливина и пироксенов (Бетехтин, 1940).

Таким образом, по А. Бетехтину, промышленные скопления хромшпинелидов в массивах гипербазитовой формации в главной своей массе образуются в конце собственно магматического этапа и относятся к типу позднемагматических месторождений.

Вторичные изменения хромитовых руд достаточно просты и выражаются серпентинизацией, возникновением хлорита, карбонатов и т. д. В серпентинизированных массивах распространены явления химического метаморфизма хромитов.

Гипербазитовая формация глубинных разломов, к которой принадлежат хромитовые месторождения, относится к геосинклинальной стадии развития подвижных поясов, от самых древнейших до мезо-кайнозойских.

Кроме массивов, относящихся к собственно гипербазитовой формации, хромиты связаны также с породами габбро-пироксенит-дунитовой (платиноносной) формации. По составу и характеру скоплений хромиты в дунитах этой формации ничем не отличаются от хромитов

гипербазитовых массивов, как, впрочем, и сами дуниты двух этих формаций. Так, например, хромиты Нижне-Тагильского и Гологорского массивов по составу лежат между хромитами Сарановского и Уфалейского серпентинитовых массивов (Соколов, 1948).

Платиноносная формация Урала считается базальтоидной, но относительно происхождения дунитовых ядер ее массивов мнения расходятся. Одни исследователи считают их наиболее ранними дифференциатами базальтовой магмы, а другие относят к гипербазитовым телам, внедрившимся несколько ранее базальтовой магмы и впоследствии переработанным ею. Петрохимическое сходство как будто бы подтверждает второе решение, но есть существенное различие между этими двумя категориями дунитов: если дуниты гипербазитовых массивов почти не содержат платины (известны только Os и Ir), то дуниты габбро-пироксенит-дунитовой формации, подобно гипербазитам расслоенных интрузий, платиноносны, и весь пояс этих массивов на Северном и Среднем Урале, тянущийся на протяжении свыше 600 *км*, представляет собой явно выраженную металлогеническую провинцию платины.

Уральская самородная платина представлена железистой разновидностью, образующей скопления в дунитах (в ассоциации с хромшпинелидами) и пироксенитах (с магнетитом). Количество железа, а также меди и никеля в платине обычно возрастает по мере движения к пироксенитам, при этом наблюдается уменьшение количества осмия и иридия. Платина выпадала в широком диапазоне физико-химических условий, в частности, температур. Главная масса минералов группы платины кристаллизовалась после хромшпинелидов, отчасти даже в пневматолитовую стадию, в результате распада тех же соединений, из которых образовались и хромшпинелиды (А. Бетехтин).

Однако кристаллизация их идет все же до образования минералов типично пневматолито-гидротермального происхождения — хромгранатов, хромдиопсида, хромхлоритов. В минералах самородной платины весьма интересны процессы химического метаморфизма, детально изученные А. Бетехтиным.

Образование титановых, титаново-редкоземельных и апатитовых месторождений

К магматическим титановым рудам относятся ильменит-магнетитовые, ильменит-гематитовые, ильменитовые и иногда рутил-ильменитовые руды, широко распространенные в тесной генетической связи с основными и ультраосновными породами, относительно богатыми кальцием, и со щелочными-ультраосновными породами.

Титаномагнетит в виде акцессорного минерала присутствует во всех основных породах.

Месторождения титановых руд являются позднемагматическими или, по терминологии А. Заварицкого (1963_1), фузивными; в них рудный минерал образовался в результате кристаллизации последних остатков при застывании материнской породы. Они залегают в телах самих интрузивов, с которыми генетически связаны, и не встречаются за их пределами. Структуры руд сидеронитовые.

Состав вмещающих основных и щелочных пород, форма интрузивов и положение их в общей структуре регионов оказывают существенное влияние на форму рудных тел, минеральный состав и качество титановых руд (Малышев, 1957). Иначе говоря, к различным интрузивным формациям приурочены характерные для них по морфологии, структурам и составу руд месторождения титана.

В титановых месторождениях рудные скопления бывают двоякого рода (Заварицкий, 1963_1).

1. Рудные участки более или менее неправильной формы, не резко обособленные. Переходы между рудой и вмещающей породой постепенны.

2. Рудные тела, резко отграниченные от вмещающих пород, обыкновенно имеющие форму даек, жил и тонких прожилков. Изучение контактов таких рудных жил показывает, что, несмотря на видимость резкой границы, обыкновенно жилы сливаются с интерстициальными рудными выделениями вмещающей породы.

Имеются примеры совместного нахождения двух этих морфологических разностей руд, иногда даже в одном рудном теле, когда жила переходит на глубину или по простиранию во вкрапленность.

Минеральный состав титановых руд представлен на рис. 23. Ульвошпинель и магнетит, а также ильменит и гематит образуют при высоких температурах серии непрерывных твердых растворов. Смешиваясь между собой, эти серии дают высокотемпературные фазы с дефектной шпинелевой структурой, аналогичной решетке маггемита (Verhoogen, 1962), носящие название «титаномагнетитов». Ниже 800° С титаномагнетиты распадаются с обособлением отдельных фаз. По П. Рамдору, распад магнетита (который преобладает) и ильменита происходит при 600—700° С, по Джакраборти, — при 700—800°. Растворы магнетита и ульвошпинели устойчивее, их температура гомогенизации 600° С.

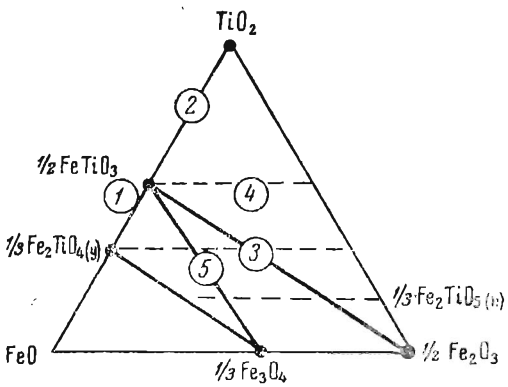


Рис. 23. Диаграмма составов для системы

$$FeO - TiO_2 - \frac{1}{2} Fe_2O_3$$

Руды: *1* — ильменитовые; *2* — рутил-ильменитовые; *3* — гематит-ильменитовые; *4* — рутил-гематит-ильменитовые; *5* — ильменит-магнетитовые, ильменит-титаномагнетитовые, титаномагнетитовые; у — ульвошпинель; п — псевдобрукит. Горизонтальные пунктирные линии показывают изменение в составе вследствие окисления

Для «титаномагнетитов» и вообще титановых руд чрезвычайно характерны решетчатые структуры распада твердого раствора (рис. 24).

В хорошо расслоенных интрузиях руды титана сравнительно редки, в этом отношении следует указать на Бушвельдский массив, где в главной зоне иногда на протяжении нескольких километров протягивается горизонт магнетитовой руды, содержащей от 8 до 24% TiO_2 (в виде вростков ильменита). Часто полосы руды чередуются со слоями пироксенита и анортозита (Дю Тойт, 1957).

Довольно редкое сочетание титанового и медно-никелевого оруденения наблюдается в некоторых массивах Кольского полуострова (Ждановский, Цагинский). В Ждановском месторождении титаномагнетитовое оруденение встречено в главном массиве, где оно приурочено к пироксенитам переходной зоны от перидотитов к габбро. Ему приписывается здесь раннемагматическое сегрегационное образование (В. Масленников).

Малотитанистые (2—6% TiO_2) руды Качканарского, Гусевогорского и других месторождений габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала располагаются в породах ряда пироксенит — верлит и представлены шлировыми выделениями и зонами густой вкрапленности.

Высокотитанистые руды, с содержанием 10—20% TiO_2, характерны для габбровых и габбро-анортозитовых массивов, они слагают крупные жилообразные тела и мощные зоны густой вкрапленности. В габбровых разностях преобладают ильменит-магнетитовые руды, а в анортозитовых — гематит-ильменитовые и рутиловые. Среди щелочных-

ультраосновных массивов залегают более сложные по составу перовскит-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды.

Обособление титановых руд из остаточных расплавов, будучи приурочено к концу процессов формирования материнских массивов, «происходит все же в разные стадии: относительно более ранние выделения приурочены к концу кристаллизации рудоносных дериватов магмы (пироксенитов, габбро), более поздние прожилковые формы выделений являются, в сущности, уже эпигенетическими по отношению к рудоносным породам, при этом важную роль в формировании этих

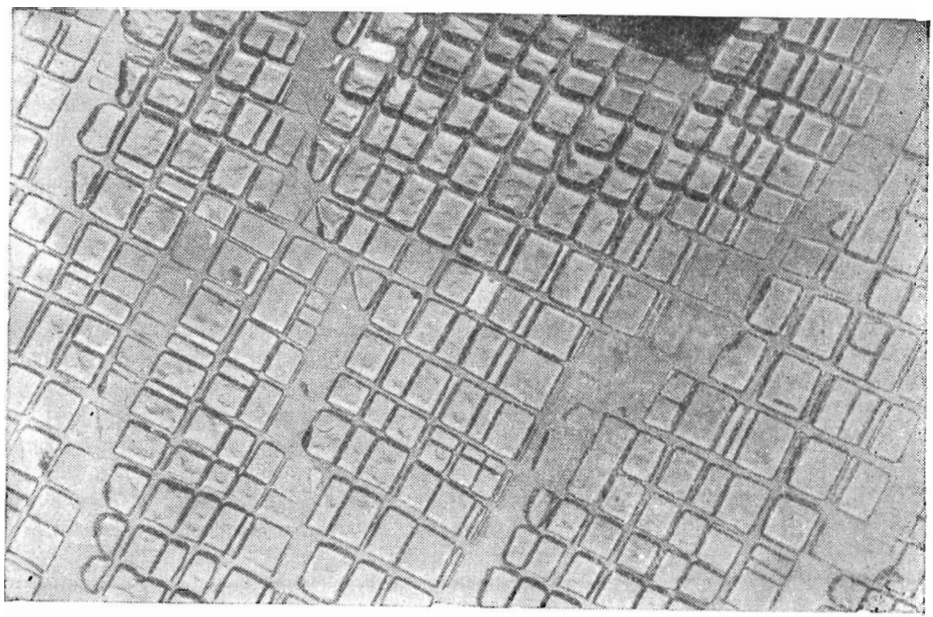


Рис. 24. Угольно-желатиновая реплика с поверхности скола титаномагнетита из рудного пегматита Африканды. *По Мясникову и Боярской*

Протравлено HCl (время травления 30 *сек*). Видны прямоугольные ячейки вытравленной фазы магнетита, разделенные полосами ульвошпинели. Плоскость скола близка к (100). Увел. 8800

самых остаточных порций играли летучие вещества» (Малышев, 1957, стр. 244).

Обращает на себя внимание специфическая особенность титановых месторождений: их устойчивая морфология, позволяющая отнести их все к позднемагматическим образованиям, и, наряду с этим, очень сложно идущий магматический процесс. Пока нельзя определенно сказать, как возникает остаточный расплав, из которого кристаллизуется затем руда.

Исходя из наблюдаемых структурных отношений между силикатной и рудной частями породы, А. Заварицкий (1963_1) построил следующую простую диаграмму (рис. 25). Состав первоначальной магмы A богат силикатным компонентом S и относительно беден рудным M, поэтому A находится в правой части диаграммы.

По мере кристаллизации состав жидкой фазы меняется по линии A_1L, в точке L начинает образовываться рудный расплав, т. е. появляется новая фаза и система становится нонвариантной вплоть до исчерпания расплава в точке N. На диаграмме появляется горизонтальный участок LN. Существование такой пограничной линии является необходимым следствием двух положений: 1) фактически наблюдаемой структуры руд; 2) предположения, что рудное вещество выделяется из магмы на некоторой промежуточной стадии ее кристаллизации.

Истолковать появление горизонтальной площадки можно двояко: или предположить ограниченную смесимость компонентов в жидком состоянии, или же считать, что рудный компонент является легко летучим веществом. Очевидно, последний случай исключается, но можно предположить, что рудный минерал выделился вследствие разложения какого-либо летучего соединения. Можно, наконец, допустить, что рудный расплав представляет собой эвтектику, состав которой лежит очень близко к рудному компоненту. Анализируя эти предположения применительно к титановым рудам, А. Заварицкий не отдает предпочтения ни одному из них, считая первые два равновероятными, а третий — хотя и менее вероятным, но все же возможным. Однако он отмечает, что «несмотря на всю гипотетичность и спорность представлений о том, как эти месторождения образовались, они представляют очень

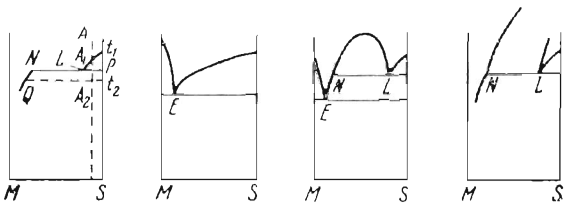


Рис. 25. Физико-химические диаграммы, иллюстрирующие процесс рудообразования в фузивных месторождениях. *По А. Заварицкому*

определенный и очень характерный тип» и считает, что именно в этом смысле термин «фузивные месторождения» может быть полезен как определяющий целую совокупность признаков.

А. Заварицкий считает, что отложение руды происходило одновременно с амфиболизацией (800—1000° С) или при еще более высокой температуре, так как метаморфизм пироксенов может быть связан с действием пневматолитических остатков рудного расплава.

Согласно известной кривой Баддингтона кристаллизация титаномагнетита в Бушвельдском массиве происходила в интервале 700—1000° С, температуры формирования титаномагнетитов габбро-пироксенитового типа Урала не превышают 600° С (если только они насыщены титаном), габбро-диабазового типа — располагаются в интервале 800—1000° С.

Развиваемые в последнее время представления о большой роли окислительно-восстановительного потенциала при кристаллизации пород и руд могут внести ясность и в представления о генезисе титановых руд. Магнетит-ульвошпинелевые твердые растворы могут окисляться благодаря поглощению O_2 без изменения структуры, образуя метастабильные фазы, которые, вероятно, изменяются до ильменит-магнетитовых срастаний (К. Мэг).

$$6Fe_2TiO_4 + O_2 = 6FeTiO_3 + 2Fe_3O_4.$$

Равновесное давление кислорода при этом $p_{O_2} = 10^{-15}$ *атм* ($T = 1100°$ К $= 727°$ С).

Дальнейшее окисление приводит к ильменит-гематитовым рудам

$$4Fe_2TiO_4 + O_2 = 4FeTiO_3 + 2Fe_2O_3$$
$$4Fe_3O_4 + O_2 = 6Fe_2O_3,$$

при этом ульвошпинель окисляется легче, чем магнетит. Так, при $T = 1100°$ К (727° С) давление окисления ульвошпинели 10^{-13} *атм*, магнетита 10^{-8} *атм*.

Чувствительностью ульвошпинели к окислению можно объяснить ее редкость в рудах. Будучи первоначальной фазой, она указывает на избыточные восстановительные условия в магме.

Наиболее высокую степень окисления дает парагенезис рутил+ +гематит, или псевдобрукит (см. рис. 23), если эта фаза стабильна при рассматриваемой температуре. Окисление руд в рутил+гематит во время кристаллизации интрузий не происходит ни в одном случае или вследствие недостатка парциального давления кислорода, или вследствие быстрого охлаждения.

Таким образом, постепенная смена титаномагнетитовых руд рутил-гематитовыми по мере хода дифференциации массивов указывает на то, что эти системы были открыты относительно кислорода, и давление кислорода, несмотря на расходы его на реакции, поддерживалось на одном уровне или даже возрастало. Поэтому в качестве гапломагматической системы для разбираемого процесса может быть выбрана система $MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 - CaAl_2SiO_8$ при постоянном p_{O_2} (Осборн, Ройдер, 1963). Она представляет рассмотренную уже ранее систему магнезия — окислы железа — кремнезем с добавлением анортита (рис. 26). В точке E, где заканчивается кристаллизация, состав соответствует кварцевому нориту, что хорошо отвечает обычной среде рудоотложения.

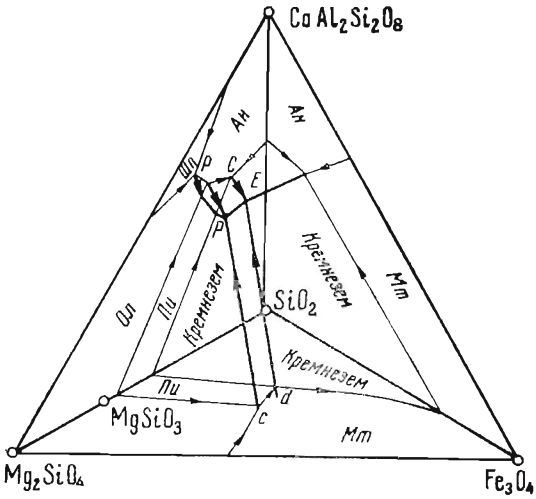


Рис. 26. Фазовые отношения при $p_{O_2} = 0{,}21$ *атм* в системе $Mg_2SiO_4 - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 - CaAl_2Si_2O_8$. *По Е. Осборну*

Точка E лежит достаточно далеко от вершины Fe_3O_4 и поэтому количество магнетита в смеси невелико. Чтобы произошла концентрация рудного вещества, как, например, в ряду взаимопереходящих друг в друга пород Адирондака: рудное габбро (10—40% рудных минералов) — средняя руда (40—90%) — богатая руда (>90%), нужны дополнительные условия. Опыты Р. Фишера (1954), доказавшего несмесимость в системе окислы железа (+ильменит) — фторфосфат кальция — силикат натрия, дают возможность применить для решения проблемы титанового оруденения вариант А. Заварицкого с расслоением магмы на силикатную и рудную части. Это тем более вероятно, что во многих месторождениях апатит выделяется одновременно с рудными минералами, а для месторождений ловозерского типа данные Р. Фишера уже прямо могут указать на механизм разделения магмы. Опыты Р. Фишера подтверждают также большую роль летучих, в частности фтора, при формировании месторождений.

Если в родоначальной магме присутствуют щелочи, фосфорный ангидрид и летучие компоненты, но нет окислов тяжелых металлов, то дифференциация может привести к образованию месторождений типа Хибин.

Поскольку процесс формирования интрузивных массивов и руд развивался динамически, при его интерпретации нельзя не учитывать, помимо чисто физико-химических факторов, и факторы тектонического свойства. В этом отношении следует целиком согласиться с И. Малышевым (1957, стр. 110), что огромное значение имеют «тектонические подвижки, совершающиеся в процессе кристаллизации базальтовой

магмы, а также продолжительность сохранения летучих компонентов в остаточном магматическом растворе». Существенные изменения в структурных взаимоотношениях минералов, слагающих титановые руды, происходят в результате процессов метаморфизма, хотя минеральный состав руд при этом меняется мало.

Образование сульфидных медно-никелевых и медно-никелево-платиновых месторождений

Общие замечания

Месторождения медно-никелевых сульфидных руд генетически тесно связаны с обогащенными магнием породами базальтоидных интрузивных формаций. Эти руды являются комплексными: кроме никеля и меди, они содержат кобальт, платиновые металлы, золото, серебро, селен, теллур и иногда мышьяк. Минеральный состав их довольно однообразен; главными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит.

Медно-никелевые месторождения обладают рядом специфических особенностей, резко отличающих их от рассмотренных выше месторождений титана и хрома. Если титаномагнетит и хромит являются обычными акцессорными минералами соответствующих пород, и концентрирование их в виде месторождений представляет процесс, не особенно сильно отличающийся по своим физико-химическим параметрам от нормального хода становления массивов, то сульфидные медно-никелевые месторождения, наоборот, представляют собой специфические формирования, резко отличные от нормальных изверженных пород именно по присутствию сульфидов.

Рудные тела встречаются не только среди материнских массивов, как то имеет место для титановых и хромитовых руд, но и выходят за их пределы. Специфичность образования сульфидных медно-никелевых руд делает их сравнительно редкими, и если запасы месторождений хромита и титана исчисляются миллионами тонн, то запасы меди и никеля составляют лишь тысячи тонн. Активным концентратором является сера и поэтому медно-никелевые руды имеют халькофильный характер. Это роднит их во многих отношениях с сульфидными месторождениями других генетических типов.

В отличие от хромитовых и титановых месторождений, образующихся в сравнительно узких пределах изменения геологических и физико-химических условий, медно-никелевые месторождения возникают, формируются и изменяются в течение всего процесса становления материнского интрузива.

Постмагматические процессы в их развитии играют существенную роль. Все эти специфические черты медно-никелевых месторождений, особенно их «сульфидность», дают основание многим исследователям сближать их с гидротермальными сульфидными месторождениями и даже приписывать им чисто гидротермальный или пневматолитовый генезис.

Дальнейшее изложение покажет, что несмотря на значительную роль гидротермальных процессов, это все же типичные магматические месторождения.

Различаются медно-никелевые месторождения также по тектоническим условиям образования. Месторождения на платформах, возникающие в спокойной тектонической обстановке, характеризуются совершенной расслоенностью интрузий, эпигенетические сульфиды слагают жилообразные тела. В условиях напряженной тектоники завершающих этапов орогенеза интрузии обычно имеют более сложное,

часто многофазное строение, а эпигенетические руды представлены телами неправильной формы и зонами брекчирования. В промежуточных тектонических условиях протоплатформ возникают и промежуточные по формам месторождения, ярким примером которых является Садбери. Здесь имеются примитивно расслоенный массив и типичные неправильные залежи сульфидных руд.

Медно-никелевые месторождения принадлежат к базальтоидным формациям завершающих этапов орогенеза, к формациям эпиархейских протоплатформ и щитов и формациям эпипротерозойских платформ периода их активизации.

Почти все медно-никелевые месторождения содержат руды двух основных морфологических типов: 1) вкрапленные и 2) «невкрапленные», куда относятся брекчиевые, шлировые и сплошные (жильные). По отношению к материнскому интрузиву различают сингенетические и эпигенетические руды. К сингенетическим рудам относятся вкрапленность в интрузивах и шлиры, к эпигенетическим — вкрапленность во вмещающих породах, брекчиевые руды, жилы.

Основное различие медно-никелевых месторождений устанавливается по глубине образования: месторождения гипабиссальной фации во многом отличаются от месторождений мезоабиссальных (табл. 6).

Таблица 6

Сравнение медно-никелевых месторождений гипабиссальной, мезоабиссальной и отчасти абиссальной фаций

Месторождения гипабиссальной фации	Месторождения мезоабиссальной и отчасти абиссальной фаций
Бо́льшей частью связаны с базальтоидными покровно-силловыми формациями	Не имеют явной связи с эффузивными комплексами
Массивы средних (до больших) размеров	Массивы различных размеров, от очень больших до мелких
Массивы имеют расслоенное анизотропное строение от основных разностей внизу до более кислых наверху	Массивы правильно, но сложно расслоены, или же неправильно дифференцированы, иногда многофазны
Часты офитовые и порфиритовые структуры	Преобладают равномернозернистые структуры
Дайковые породы отсутствуют	Обычна хорошо выраженная дайковая серия для более крупных массивов
Эпигенетическое оруденение следует почти непосредственно за сингенетическим	Эпигенетическое оруденение отделено от сингенетического этапом внедрения даек
Сульфуризация отсутствует или проявлена слабо	Сульфуризация выражена хорошо
Примеры: Норильск I (глубина 2,5 *км*), месторождения Печенги (глубина 2 *км*)	Примеры: Бушвельд (горизонт Меренского, глубина > 8 *км*), Монча (глубина 5 *км*), Стиллуотер (глубина 6 *км*)

Об источниках серы

Одним из кардинальных вопросов генезиса медно-никелевых месторождений является вопрос об источниках серы. Благодаря успехам изотопного анализа химических элементов в последнее время усилился приток качественно новой научной информации.

Измерения показали, что сера основных и ультраосновных пород по изотопному составу близка к сере метеоритов, причем для гипербазитов наблюдается даже точное совпадение (Виноградов, Гриненко,

1966). Для основных пород изотопный состав колеблется от —0,06 до +0,22.

Такой же изотопный состав серы имеют сульфиды большинства медно-никелевых месторождений (табл. 7), что свидетельствует о их магматическом происхождении. Если отбросить Норильские месторождения, где сера явно ассимилирована, то среднее отклонение от стандарта колеблется в тех же пределах, что и для основных пород: от —0,26 до +0,24. Это согласуется с представлениями о принадлежности медно-никелевых месторождений к группе базальтоидных формаций.

Таблица 7

Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений

По А. Виноградову и Л. Гриненко (1966)

Месторождение	Число измерений	Среднее δS^{34}, ‰
Садбери (Канада)	32	+0,23
Стиллуотер (Монтана)	5	+0,07
Инсизва (Южная Африка)	6	—0,26
Печенга	3	+0,23
Аллареченское	15	+0,24
Монче-Тундра	2	+0,18
Довырен (Северное Прибайкалье)	10	+0,18
Норильск I	48	+0,82
Талнах	126	+0,87
Гора Черная (Норильский район)	9	+0,91
Имангда (Норильский район)	10	+1,08

Магматическая ликвация

Высокая концентрация вкрапленности в нижних частях дифференцированных интрузий, достигающая нескольких процентов, обусловлена, так же как концентрация оливина, гравитационным эффектом.



Рис 27. Сидеронитовая структура неизмененных сингенетических медно-никелевых руд. Мончегорский плутон. Увел. 32. *По Д. Полферову*

Руда является сингенетической, предположению о наложенном происхождении сульфидов противоречит ряд фактов: 1) морфология сульфидного горизонта, полностью подчиненная общей структуре массива; 2) отсутствие контроля со стороны трещиноватости; 3) расположение сульфидов в интерстициях между силикатами (рис. 27) и в виде

капель; 4) расслоение капель, причем внизу обязательно располагается тяжелый пирротин, а наверху — более легкий халькопирит; 5) отсутствие структур замещения силикатов сульфидами (Годлевский, 1959_1).

Однако сульфиды нельзя рассматривать и как простые продукты нормальной кристаллизации породы, так как растворимость сульфидов в силикатных расплавах сравнительно невелика. Но для проявления эффекта гравитации при разделении силикатов и сульфидов необходимо, чтобы эти последние присутствовали как самостоятельные образования. Из того, что сульфиды кристаллизуются уже после силикатов, можно заключить, что при температурах кристаллизации силикатов сульфиды должны быть еще жидкими, и поэтому сульфидные обособления, накопившиеся вместе с тяжелыми окислами и силикатами, должны представлять собой несмешивающиеся жидкие капли. Таким образом, мы приходим к представлению о ликвации силикатной магмы с отделением сульфидной фракции.

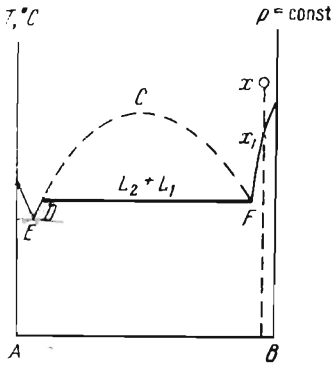


Рис. 28. Диаграмма ликвации в бинарной системе

В теоретической бинарной системе сульфид (A) — силикат (B) состав начального магматического расплава будет занимать положение x (рис. 28). По мере остывания из расплава в точке x_1 начнут выделяться кристаллы силиката B и система превратится в двухфазную (кристаллы B + жидкость L). В точке F по достижении предела растворимости произойдет расслоение на две жидкости $L_1 + L_2$ и система станет нонвариантной: $f = к - ф + 1 = 2 - 3 + 1 = 0$ (при $p = \text{const}$). На отрезке DF пойдет реакция $L_1 \rightarrow B + L_2$, причем жидкость L_1, выделяя B, будет изменяться, пока не примет состав L_2 (в точке D).

Поскольку превращение нонвариантно, температура все время остается постоянной. В точке D система снова становится моновариантной, и кристаллизация B продолжается до эвтектики, где присоединяется сульфид A. Составы жидкостей L_1 и L_2 таковы, что с одной стороны мы имеем почти чистый силикатный расплав, с другой — сульфидный с небольшим количеством силикатов. Если процесс идет до конца в условиях истинного равновесия, то в результате получается механическая смесь обоих компонентов, и никаких следов ликвации мы не найдем. Чтобы фиксировать наличие ликвации, надо разделить жидкости до достижения точки D. Неравновесные условия при дифференциации, и в первую очередь гравитационный эффект, вызывают в природных системах такого рода сепарацию.

Ход ликвации и совершенство отделения сульфидов в значительной степени зависят от направления общей дифференциации. В интрузиях скаергардского типа ликвация хотя и может происходить, но никогда не имеет больших масштабов и не ведет к образованию промышленных скоплений сульфидов. Высокое содержание железа повышает растворимость сульфидов и препятствует ликвации. Наоборот, в интрузиях, кристаллизующихся по норильской схеме, с постепенным убыванием абсолютного процентного содержания железа создаются более благоприятные условия для разделения жидкостей.

Важно установить место и время ликвации. Для гипабиссальных рудоносных интрузий в этом отношении чрезвычайно благодарный материал дает изучение Норильска. Здесь вкрапленное сингенетическое оруденение располагается у самого дна интрузий и сульфиды проникают даже в подстилающие породы. Таким образом, ликвация имела место уже с самого начала заполнения камеры расплавом. Но важно

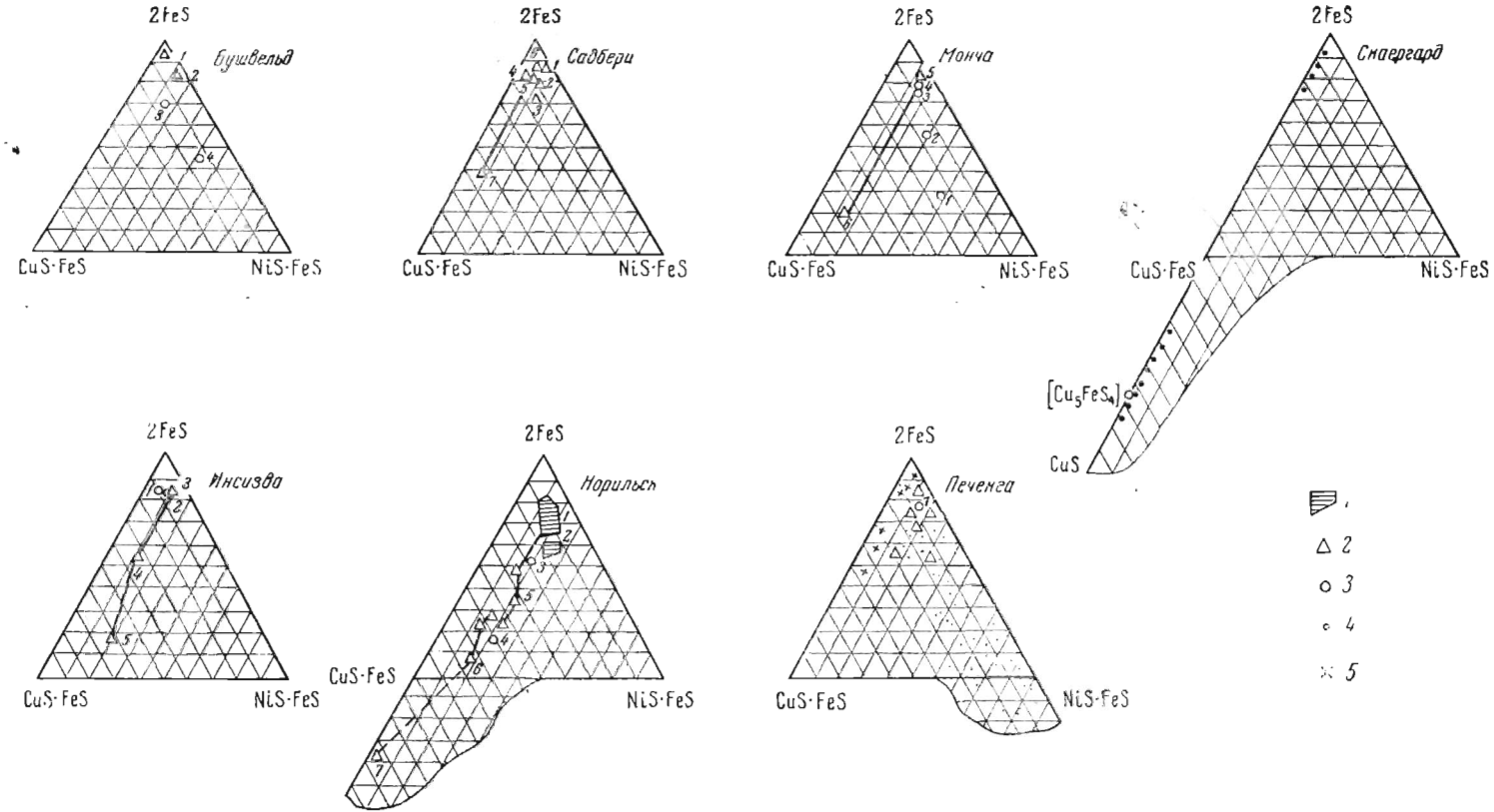


Рис. 29. Химический состав медно-никелевых руд (для сравнения приведены составы сульфидов Скаергарда)

1 — поля жильных руд месторождения Норильск I; *2* — сплошные и брекчиевые руды; *3* — вкрапленные руды; *4* — вкрапленность в серпентинитах района Печенги («серые» руды) и вкрапленность в породах Скаергардской интрузии; *5* — вкрапленность в филлитах района Печенги. Значение точек в треугольниках составов. Бушвельд: *1—2* — Влакфонтен, *3, 4* — горизонт Меренского; Садбери: *1* — Левак; *2* — Гарсон, *3* — Вортингтон, *4* — Виктория, *5* — Фальконбридж, *6, 7* — Фруд; Монча: *1* — пласт Сопча, *2, 3* — донная залежь Кумужье, *4* — терраса Нюд, *5, 6* — халькопиритовые жилы; Инсизва: *1, 2* — вкрапленные руды, *3, 4, 5* — жильные руды; Норильск: *1* — главное жильное поле, *2* — южное жильное поле, *3* — сингенетическая вкрапленность в габбро-долеритах, *4* — инъекционно-метасоматическая вкрапленность во вмещающих базальтах, *5, 6* — халькопиритовые жилы, *7* — борнитовая жила; Печенга: *1* — сингенетическая вкрапленность

знать, не началась ли она раньше, в более глубоких очагах? Изучение изотопного состава серы сульфидов Норильских месторождений (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1964) показало, что сера этих месторождений резко отличается от серы остальных медно-никелевых месторождений значительным обогащением тяжелым изотопом ($^1/_3$ состава). При этом характер распределения и пределы вариации значений изотопного отношения порядка 0,5 δS^{34} остаются такими же, как и для остальных медно-никелевых месторождений мира, происходит лишь сдвиг всех значений в сторону тяжелого изотопа. Сопоставление с геологическими данными, указывающими на явления контаминации, нахождение ксенолитов ангидрида, а также специальные геохимические соображения приводят к заключению, что магмой никеленосных интрузий было ассимилировано значительное количество галогенных пород, содержащих ангидрит.

Среди пород палеозойского чехла платформы в Норильском районе наиболее насыщены гипсом и ангидридом девонские осадки; таким образом, всего вероятнее, что были ассимилированы именно они.

Тот факт, что в каждом месторождении Норильского рудного поля сульфиды имеют один и тот же изотопный состав серы независимо от типа руд, свидетельствует о том, что гомогенизация серы была совершенной и что она произошла до начала ликвации. Мало того, все месторождения, расположенные вдоль Норильско-Хараелахского регионального разлома — Норильск I, Талнах, гора Черная (см. табл. 7), — обладают близким изотопным составом серы. Таким образом, контаминация серы должна предполагаться для всех интрузий одинаковой и должна была происходить в одном общем промежуточном очаге, залегавшем достаточно высоко, в непосредственной близости от современных интрузивных камер. Схождение корней интрузий Норильск I, Норильск II и горы Черной, а также интрузий Талнахского узла к одному фокусу, наличие геофизических аномалий и другие наблюдения подтверждают существование вдоль Норильско-Хараелахского разлома магматического клина, который отвечает положению промежуточного магматического очага.

Несомненно, самый процесс такой совершенной ассимиляции и гомогенизации в условиях, относительно близких к поверхности, представляет пока еще трудно объяснимый в энергетическом смысле феномен, но предположения о перегретой, т. е. несущей большой запас тепла, магме, вероятно, не исключают положительного решения этого вопроса. Таким образом, ликвация для месторождений норильского и, вероятно, сходного с ним типов (Инсизва, Печенга) является гипабиссальной, внутрикамерной (этот вывод подтверждают и другие соображения, которые здесь не рассматриваются).

Гипабиссальный характер ликвации делает более вероятной гипотезу о происхождении жильных руд Норильских месторождений за счет выжимания незастывших сульфидных шлиров (Годлевский, 1959).

В никеленосных интрузиях, образующихся на больших глубинах и принадлежащих мезоабиссальной и абиссальной фациям, процессы дифференциации и отделения сульфидной жидкости протекают значительно сложнее. До известной степени промежуточный характер имеет Бушвельдский лополит, который многими рассматривается как субвулкан. При анализе разреза Бушвельда невольно возникает вопрос, почему так удивительно дифференцированы некоторые секторы нижней части норитовой зоны? Концентрации никеленосных сульфидов присутствуют только в этих явно дифференцированных слоях, следовательно, дифференциация была вызвана ненормальным количеством серы в отдельных порциях магмы. Такие богатые серой порции и образовали первичную сульфидную вкрапленность. К продуктам внутри-

камерной ликвации относятся, вероятно, вкрапленные руды Мончи, руды Моуэт в массиве Стиллуотер и др.

Для крупных месторождений мезоабиссальной фации, таких как Садбери, Монча, Томпсон и другие, характерен большой разрыв во времени между внедрением материнского массива и образованием эпигенетических жильных и брекчиевых руд. Часто сульфидные жилы моложе пород дайкового комплекса. Изотопный анализ серы из руд таких месторождений показывает, что нет различия между серой сингенетичных вкрапленников и серой сульфидных жил, секущих материнские породы. Следовательно, в глубинных условиях сульфидная масса, отделившаяся от силикатной магмы в ранний период, весьма длительное время способна существовать в жидком состоянии не изменяясь, как предполагал А. Бетехтин.

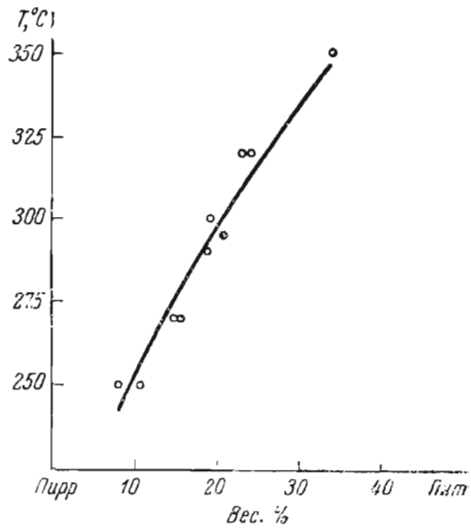


Рис. 30. Кривая зависимости температур гомогенезации пентландит-пирротинового твердого раствора от концентрации пентландита. *По Г. Поповой* (1965)

О составе медно-никелевых руд дает представление рис. 29. Средними составами, отвечающими составам первоначальных магм, обладают сингенетические вкрапленные руды, которые для расслоенных интрузий составляют 95—97% всех руд. Для сплошных и брекчиевых руд можно ясно проследить линии дифференциации. Это сопоставление для руд разных месторождений приводит к важным выводам. Оказывается, что руды могут менять свой состав от почти чисто пирротиновых до чисто халькопиритовых. Что же касается пентландита, то в первичных неизмененных рудах количество его ограничено примерно 30%. Эта цифра отвечает предельной растворимости пентландита в твердом растворе пирротина. Эта же цифра получена Г. Поповой (рис. 30), которая установила, что пентландит образует твердый раствор внедрения. Отсюда можно было бы сделать простой, на первый взгляд, вывод, что пентландит в рудах во всех случаях представляет собой продукт распада твердого раствора. Однако это противоречит структурным особенностям, а также тому обстоятельству, что содержание пентландита не падает, а иногда даже возрастает при переходе от пирротиновых руд к халькопиритовым. Очевидно в сульфидной жидкости при неограниченной смесимости железных и медных сульфидов существует ограниченная растворимость сульфида никеля. Так как жидкости имеют структуры, приближающиеся к структурам соответствующих твердых тел, можно думать, что совпадение предельной растворимости пентландитового компонента в пирротине в твердой и жидкой фазе не случайно.

Кристаллизация сульфидного расплава

Формирование сингенетической вкрапленности

Сульфиды неизменно ксеноморфны по отношению к породообразующим силикатам, следовательно, капли сульфидов сохраняли жидкое состояние, начиная от момента ликвации до полного застывания породы. Температуры конца кристаллизации вмещающих пород разно-

образны, но все же достаточно высоки. Вероятно, сульфиды стали кристаллизоваться до выделения автометаморфной роговой обманки, которая пересекает сульфиды, т. е. при температуре около 800° С. По наблюдениям Ю. Старицкого и Е. Тугановой, зерна титаномагнетита, образовавшегося при температуре 900° С (исходя из содержания TiO_2), подверглись разъеданию сульфидным расплавом, и лишь после этого произошел распад на магнетит и ильменит. То обстоятельство, что ильменит выделился в виде не только пластинок, но и каемок вдоль контакта с сульфидами, говорит о том, что к моменту распада твердого раствора (600—800° С) сульфиды были уже в твердом состоянии.

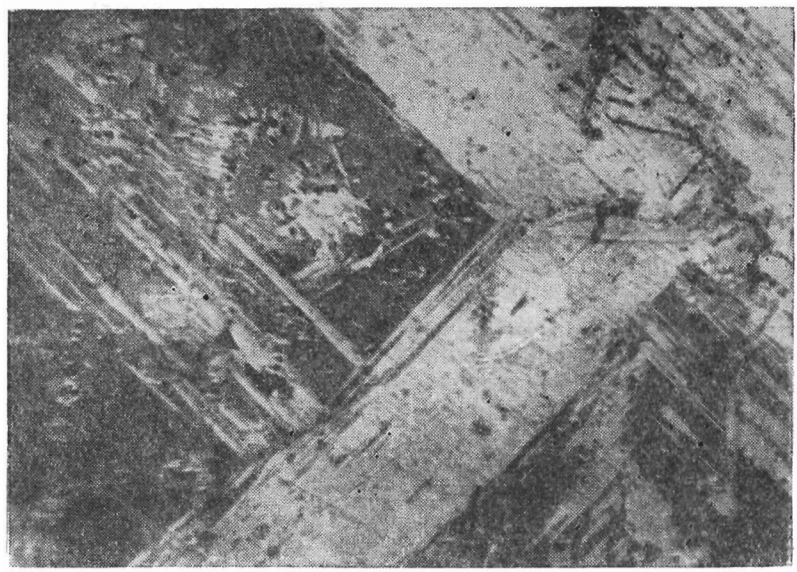


Рис 31 Структура распада кубанита в халькопирите. Месторождение горы Черной. Увел. 100

О высоких температурах кристаллизации сульфидов свидетельствует широкое развитие в медно-никелевых рудах структур распада твердых растворов (рис. 31), причем, например, распад халькопирита (10—15%) в пентландите (Паули) или борнита в халькопирите (Шварц) происходит при очень высокой температуре — 600° С.

Сульфидный расплав капель при кристаллизации выделяет содержавшиеся в нем летучие, которые перешли в него при разделении первичной магмы и кристаллизации силикатов. При этом ранние силикаты частично становятся неустойчивыми и реагируют с остывающей сульфидной жидкостью с образованием реакционных минералов. В рудах Бушвельда реакционные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, которые образуются за счет диаллага, бронзита и лабрадора (Г. Шнейдерхен). К реакционным минералам относится и графит. Микроскопические наблюдения с несомненностью доказывают, что все эти минералы кристаллизовались почти одновременно с сульфидами и что периоды их образования частично перекрывают один другой.

В месторождениях Норильского района, в горизонте пикритовых габбро-долеритов над крупными каплевидными расслоенными вкрапленниками сульфидов довольно часто встречаются реакционные оторочки, состоящие из биотита, бурой роговой обманки, андрадита и более низкотемпературных минералов (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964). Наряду с ними встречается перекристаллизованный фиолетовый ангидрит. К этим же образованиям следует отнести фторапатит, опи-

санный А. Генкиным (1961). Этот исследователь показал, что рост кристаллов апатита происходил в сульфидной жидкости, причем небольшие количества расплава были захвачены апатитом и затем закристаллизовались в виде включений сульфидов. Само нахождение апатита среди сульфидов свидетельствует о том, что летучие вещества после кристаллизации силикатов концентрировались в сульфидной жидкости. Горизонт такситовых габбро-долеритов также содержит реакционные минералы — андезин-лабрадор и железистый клинопироксен, образующиеся за счет первичного анортита и клинопироксена.

Большинство исследователей рассматривают эти оторочки как продукт реакции между богатым эманациями веществом жидкой сульфидной капли и стенками ячейки. Однако В. Золотухин (1964) связывает реакционные минералы с общим контактовым процессом и считает, что и сами сульфиды вкрапленников не являются магматическими образованиями, а тоже реакционными («осажденными») минералами.

Вряд ли, однако, можно так категорически утверждать, что руды имеют метасоматическое происхождение. Согласно теории Д. Коржинского, присутствие осажденного минерала возможно лишь в случае существования в породе пустот выщелачивания, поэтому, считая рудный пирротин осажденным минералом, В. Золотухин неизбежно вынужден видеть в каплевидных ячейках такие выщелоченные пустотки, что противоречит непосредственным структурным наблюдениям.

Формирование эпигенетической вкрапленности

Вкрапленные эпигенетические руды во вмещающих породах представляют характерную особенность месторождений Норильского района. Вкрапленность располагается в почве материнских интрузий, реже в кровле (месторождение Талнах), и бывает бóльшей частью приурочена к роговикам и ороговикованным породам основного состава. Руды обладают температурной зональностью: ближе к интрузии располагаются пирротин-пентландитовые руды, дальше к периферии руды становятся все более медистыми, переходя в пентландит-халькопиритовые, затем борнитовые. В Норильске I экзоконтактовое вкрапленное оруденение образовалось несколько раньше, оно связано здесь с ранней пироксеновой стадией ороговикования, в то время как на Талнахе рудная зональность накладывается на высокотемпературные роговики.

Экзоконтактовое оруденение, по крайней мере в почве интрузий, формируется путем втекания расплава в поры и трещины пород.

То, что действительно происходит инъекция сульфидного расплава, который только в конце процесса дифференциально перешел в гидротермальный раствор, подтверждается множеством фактов, в частности наличием расслоенных по удельному весу выделений сульфидов и фильтрационной дифференциацией, когда более подвижный обогащенный медью расплав проникает по мелким порам на периферию рудных скоплений (Годлевский, 1959$_1$).

Помимо простого заполнения пор, при образовании вкрапленных руд в экзоконтактах происходит и процесс замещения, притом не только стекловатого мезостазиса, но и кристаллических агрегатов. В этом можно убедиться по наличию метасоматических структур (рис. 32) и подсчетам, показывающим, что во многих случаях количество рудного вещества превосходит максимальную емкость эффективного порового пространства.

Период формирования эпигенетической вкрапленности определяется собственно магматическим этапом становления интрузива. Наиболее поздние эпигенетические руды халькопиритового состава известны в связи с высокотемпературными железистыми скарнами (Золотухин, 1964).

Формирование сплошных и брекчиевых руд в гипабиссальных условиях

Сплошные (жильные) и брекчиевые руды представляют собой продукты кристаллизации из конденсированной сульфидной жидкости, содержавшей относительно небольшие количества примесей, в частности легко растворимых и летучих веществ. Лишь в конце кристаллизации сульфидов концентрация их повышается. Отсутствие околорудных изменений, наличие совершенно свежих оливинов и ромбических пироксенов, расположение в жилах ксенолитов, формы жил, текстуры руд и

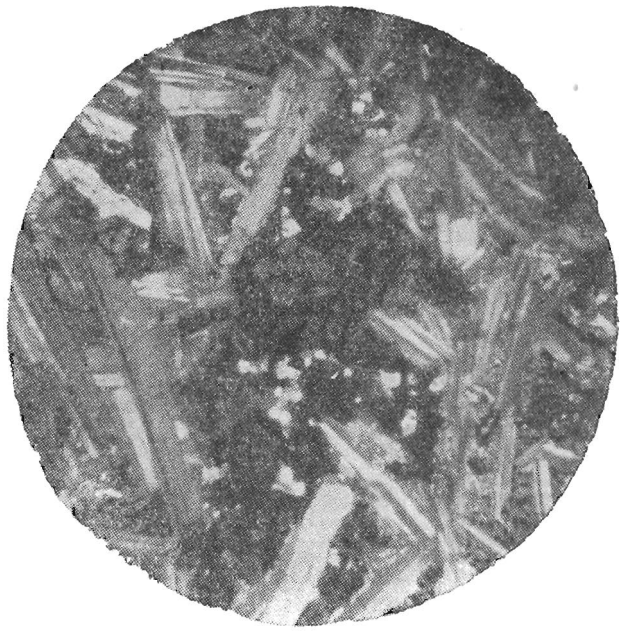


Рис. 32. Эпигенетическая вкрапленность в ороговикованном (биотитизированном) базальте

Структуры замещения породообразующих силикатов сульфидами. Норильск I. Увел. 72. Прозрачный шлиф

многое другое может служить доказательством действительного существования сульфидного расплава. Е. Сухановой установлен случай образования кокса под воздействием сульфидной жилы. Температура, при которой образовался кокс, была не меньше 600° С. Кокс может возникнуть только при кратковременном нагревании, так как продолжительный нагрев разрушает структуру угля, поэтому следует предположить не длительное отложение рудного вещества, а одноактное заполнение полости.

Распределение жильных и брекчиевых руд в гипабиссальных месторождениях имеет двойной структурный контроль со стороны интрузии и тектоники. Такое расположение руд объясняется самим процессом их формирования, заключающимся в отжимании (фильтр-прессинге) сульфидного расплава в гравитационном поле. В складчатых областях (Печенга) доминируют зоны дробления, где отлагаются брекчиевые руды, на платформах рудоконтролирующими являются трещины отрыва и скалывания в придонной части массивов и во вмещающих породах.

В Норильском районе жильные поля строго отвечают прогибам дна интрузий. Стенки жил часто располагаются уступами, что ведет к образованию жил камерного типа (рис. 33), где роль собственного давления сульфидного расплава наиболее ярко проявлена.

В соответствии со степенью насыщения рудного расплава медью выделяются пирротиновые и халькопиритовые (халькопирит-кубанитовые, халькопирит-борнитовые) руды. Появление жил совпадает с началом проявления трещиноватости в интрузивах, т. е. с концом собственно магматического высокотемпературного этапа. Более крупные жилы обладают своим собственным тепловым полем и сохраняют длительное время высокую температуру.

Приуроченность жильных полей к прогибам дна интрузии, химическое сходство жил со шлирами, общность изотопного состава серы и другие признаки указывают на то, что жилы являются шлирами, выжатыми во время формирования платформенных складок.

Для начальных стадий, когда можно допустить, что кристаллизация происходит из «сухого» расплава, в качестве модели может быть принята схема В. Ершова и Г. Поповой.

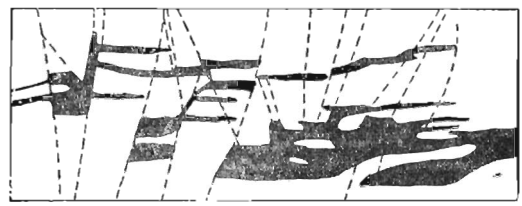


Рис. 33. Камерная сульфидная жила
Месторождение Норильск I. Видно, что смещения являются дорудными или внутрирудными

По мере хода кристаллизации рудных минералов в жилах происходит дифференциация расплава с выделением медного остатка. Линию кристаллизационной и фильтрационной дифференциации можно хорошо проследить на рис. 29. По достижении определенной предельной концентрации никеля дальнейшая дифференциация заключается только в увеличении содержания меди за счет железа. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава сопровождается совершенно явным уменьшением концентрации серы (Годлевский, 1959_1).

Наблюдается взаимодействие сульфидного расплава со стенками жил, сложенными андезито-базальтом, с образованием особых прерывисто-полосчатых срастаний, напоминающих «бурундучные» руды и состоящих из чередующихся полос переотложенных силикатов (пироксен, плагиоклаз, анортоклаз, биотит) и пирротин-пентландитовых агрегатов с магнетитом. Аналогичные анортоклазовые гранофиры образуются на выклинивании сульфидных жил. И те и другие возникают в результате частичного расплавления породы с привносом калия и летучих. Примечательно, что подобному расплавлению подвергается только андезито-базальт, но никогда не более тугоплавкие базальты.

Кристаллизация остаточной жидкости

Постепенный переход пирротиновых жильных руд в халькопиритовые указывает на непрерывное существование жидкой фазы во всем температурном интервале кристаллизации с постепенным переходом ее от почти «сухого» расплава к водному раствору (Годлевский, 1959_2). В стадию остаточной кристаллизации сульфидных жил повышается роль летучих и, очевидно, многосернистых щелочей, которые могут образовать с сульфидами тяжелых металлов комплексные соединения типа $A_2S_x \cdot n$MeS (где A — щелочной металл, Me — тяжелый металл). О наличии большого количества щелочей (особенно калия) в остаточном рудном расплаве свидетельствует распространение биотита, анортоклаза и альбита в связи с рудами. Кроме сплошных жил с непрерывным изменением состава от пирротинового до борнитового, в Норильских месторождениях встречаются небольшие рудные кальцитовые прожилки с низкотемпературными сульфидами — халькопиритом, сфалеритом, галенитом, безникелистым пирротином и пиритом.

Следовательно, особенности развития остаточного сульфидного расплава заключаются в превращении его, с одной стороны, в особый «борнитовый» раствор, связанный непрерывными переходами с расплавом, а с другой стороны — в типичный гидротермальный раствор резко отличного состава, где преобладают жильные минералы.

Указанный ход эволюции остаточной жидкости лучше всего может быть иллюстрирован при помощи схематической физико-химической

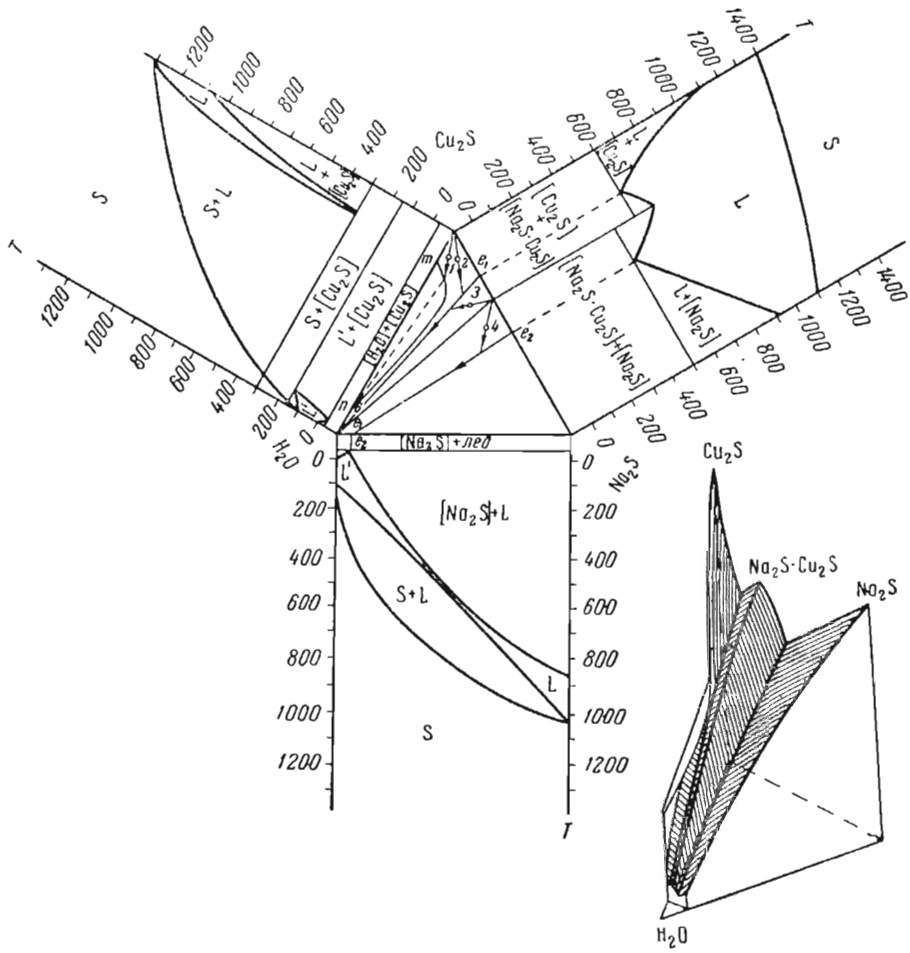


Рис. 34. ТХ-диаграмма системы Cu_2S — Na_2S — H_2O. *По М. Годлевскому* (1959_2)

диаграммы тройной водно-сульфидной системы Cu_2S—Na_2S—H_2O (Годлевский, 1959_2). Выбор компонентов системы определяется тем, что в остаточном расплаве, обедненном железом, среди тяжелых металлов преобладает медь, наряду с которой существенное значение приобретают сернистые щелочи и вода. Лучше было бы, конечно, взять в качестве компонента K_2S, но двойная система K_2S—Cu_2S экспериментально не изучена. Естественно, что диаграмма имеет только иллюстративный характер и является очень грубой схемой происходящих в природе явлений.

На рис. 34 дана развертка ТХ-диаграммы (при $p=200$ *атм*) такой тройной системы. Диаграмма указывает два принципиально различных пути кристаллизации сульфидного расплава, о которых говорилось выше. Для расплава, бедного щелочами, происходит ретроградное кипение, в результате чего образуется газ, находящийся в равновесии с кристаллами Cu_2S, но резко отличающийся по составу. При

конденсации этого газа возникает разбавленный водный раствор, из которого по мере охлаждения кристаллизуются минералы (кристаллизация из точки *1*). Если же в составе сульфидного расплава значительное место начинает занимать Na_2S, тогда расплав постепенно, с выпадением кристаллов, переходит в водный раствор (кристаллизация из точек *2*, *3* и *4*). В первом случае поля двух жидкостей — сульфидного расплава и водного раствора — резко разделены, во втором случае они соединяются между собой.

С поздним процессом кристаллизации остаточной халькопиритовой жидкости связано образование в медно-никелевых месторождениях минералов платиновой группы, кристаллизовавшихся, вероятно, также вследствие распада комплексных соединений. Платиновые минералы обычно образуют в рудах типичные метакристаллы (Годлевский, 1959_1; Генкин, 1959).

Формирование сплошных и брекчиевых руд в мезоабиссальных условиях

Для эпигенетического оруденения мезоабиссальных месторождений проявляется такой же структурный контроль со стороны материнского интрузива и тектоники, как и для гипабиссальных месторождений. Эпигенетические рудные тела имеют форму неправильных залежей и лишь изредка жил (Монча). Взаимоотношения между рудными минералами и силикатами сложные, часто сульфиды замещают силикаты, но жильные минералы, как правило, отсутствуют. Иногда проявляется стадийность образования. Между временем внедрения интрузива и появлением эпигенетического оруденения существует большой разрыв.

Все перечисленные особенности эпигенетических рудных тел мезоабиссальных медно-никелевых месторождений дают основания многим исследователям (особенно зарубежным) приписывать этим месторождениям гидротермальное происхождение.

Так, Х. Зербригг (1964) пишет: «Итак, мы приходим к выводу, что процессы, которые привели к образованию месторождения Харди (округ Садбери), по-видимому, почти ничем не отличались от таких же процессов на других месторождениях, которые обычно принято считать гидротермальными». Г. Ратан (1964) считает, что для суждения о гидротермальном генезисе месторождений Линн Лейк существенное значение имеют присутствие оруденения только в пределах сильно нарушенных участков в основных породах, значительный временной разрыв между внедрением основных пород и проявлением сульфидной минерализации, замещение силикатов сульфидами и, наконец, отсутствие пропорциональности между размерами массивов и количеством никеля и меди. Указывается также на то, что оруденение моложе тальковых пород.

Однако многие авторы подходят к генезису мезоабиссальных месторождений более осторожно. Они учитывают отсутствие во многих случаях околорудных изменений (как, например, возле жил Мончи), взаимопереходы различных типов руд, особые, не встречающиеся в гидротермальных месторождениях взаимоотношения с силикатами, специфические текстуры и структуры и т. д. Так А. Иэтс (Yates, 1948) считает, что рудные тела Садбери не обладают четко выраженными особенностями гидротермальных месторождений, однако им, несомненно, присущи отличительные признаки, достаточные, чтобы отнести их к эпигенетическим телам замещения.

Д. Лочхед (Lochhead, 1955) считает, что норит был только частично охлажден во время рудоотложения и что руды поднимались из глубины в исключительно мобильном состоянии. Ряд исследователей, изучавших медно-никелевые месторождения Кольского полу-

острова (Е. Козлов, В. Масленников, Г. Холмов и др.), высказывали в разное время предположения об особой природе рудообразующего вещества, отличающего его как от конденсированных расплавов, так и от разбавленных водных растворов.

Наиболее обстоятельной работой, разбирающей генезис, казалось бы далекого от классических представлений о магматической ликвации месторождения Фруд-Стоби (район Садбери), является статья Дж. Холи (Hawley, 1965). Это месторождение расположено на оффсете, т. е. участке интрузии, отчлененном от основного тела эрозией (рис. 35). Рудное тело Фруд-Стоби приурочено к лежачему боку тела кварцевых диоритов.

На рис. 36 показан вертикальный продольный разрез рудной залежи. Вкрапленные сульфидные руды верхней части постепенно книзу переходят в массивные и брекчиевые руды, и разрез заканчивается зоной кремнистых руд. Содержание меди по отношению к никелю увеличивается сверху вниз от 1 : 1 до 10 : 1. Такая перевернутая зональность, привычная для месторождений Сибирской платформы, кажется не совсем обычной Дж. Холи, и он пытается дать ей объяснение. Он совершенно справедливо полагает, что внедрение происходило по направлению вниз, к современному положению, а не вверх, от «подводящей дайки». Он предполагает стекание вещества и распределение его под влиянием силы тяжести таким образом, что внизу оказываются тяжелые сульфиды. При фракционировании поток стекающей вниз богатой медью жидкости определил образование халькопирит-кубанитовой зоны. Температуры рудоотложения убывают вниз так, как если бы источник нагретых руд лежал над залежью, а не под нею. Дж. Холи обращает внимание на рассеянные в грубозернистых массивных сульфидах кусочки кварцевого диорита двух типов — брекчированные, остроугольные и образующие как бы жидкие включения. На рис. 37 изображен такой кусочек диорита; автор считает этот пример убедительным доказательством того, что глобули были жидкими до тех пор, пока не образовалась корочка окислов, которая впоследствии была разломана и после дальнейшего нарастания силикатов оказалась включенной внутрь глобули.

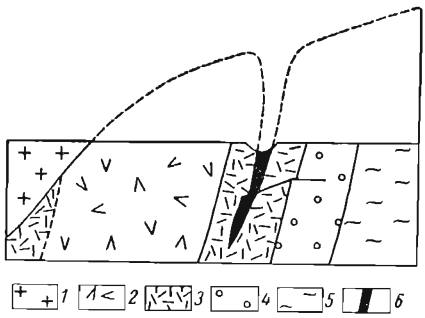


Рис. 35. Схематический поперечный разрез месторождения Фруд-Стоби. *По Дж. Холи*

1 — нориты; *2* — граниты; *3* — вулканические породы и осадки; *4* — риолиты; *5* — кварциты и граувакки; *6* — рудное тело Фруд-Стоби

Дж. Холи приводит доказательства невозможности или малой вероятности вторичного возникновения магнетита, отсутствия концентрического строения глобулей и т. д. После ряда рассуждений, основанных на детальном анализе структур вкрапленных руд, Дж. Холи высказывает несколько альтернативных предположений относительно происхождения руд и кварцевого диорита. Если прав Вильсон, говорит Дж. Холи, и лополит Садбери имеет на самом деле не двучленное, а трехчленное строение с ультраосновными дифференциатами на глубине, то может быть верен «классический» взгляд на происхождение несмешивающейся сульфидной жидкости при ликвации и дифференциации родоначальной магмы. Второе предположение сводится к тому, что одновременно с кварцевым диоритом или вскоре после него была самостоятельная инъекция магматических сульфидов. И, наконец, существует третье предположение, основанное на гипотезе Г. Куллеруда,

о сульфуризации при высокой температуре металлосодержащих силикатов, которая ведет к образованию несмешивающихся сульфидной и силикатной жидкостей.

По мнению Дж. Холи, возможна комбинация этих концепций. Не отдавая предпочтения ни одному из предположений, он призывает к дальнейшим полевым наблюдениям для выбора одного способа образования. Между прочим, Дж. Холи высказывает мысль о возможной сегрегации мелкорассеянных в норите капелек сульфидов с образованием рудных скоплений.

Теория сульфуризации, предложенная Г. Куллерудом, во многом может пояснить сомнительные и до сих пор не имеющие удовлетвори-

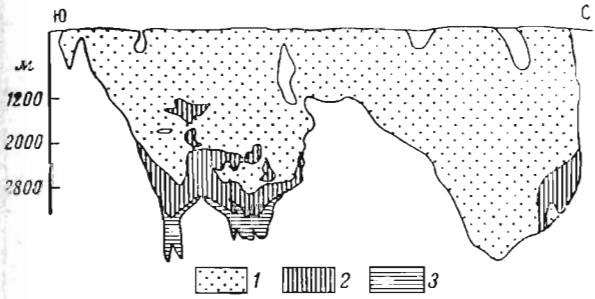


Рис. 36. Схематический продольный разрез рудной залежи Фруд-Стоби. *По Г. Зербриггу*

1 — рассеянные сульфиды в кварцевом диорите; *2* — сплошные и брекчиевые руды; *3* — окремнелая минерализованная зона. Видна перевернутая зональность

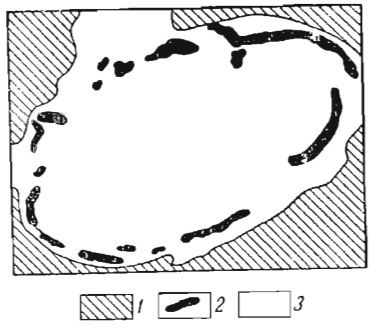


Рис. 37. Строение глобуля кварцевого диорита в сульфидной руде. *По Дж. Холи*

1 — сульфиды (пирротин и пентландит); *2* — магнетит; *3* — кварцевый диорит. Увел. 26

тельного объяснения особенности образования мезоабиссальных медно-никелевых месторождений (суть этой теории изложена выше).

Реакции взаимодействия серы с силикатами с образованием сульфидов, исходя из опытов Г. Куллеруда, были геологически интерпретированы В. Золотухиным. Он использовал данные по моновариантным равновесиям, содержащиеся в работе Г. Куллеруда, для построения мультисистемы, состоящей из ряда нонвариантных равновесных пучков для разных содержаний и, соответственно, разных уровней химических потенциалов μ_S при максимальном уровне железистости исходных пород, содержащих фаялит и геденбергит.

Для наглядного изображения всех превращений, происходящих в системе с изменением μ_S, В. Золотухин принял кварц за избыточный минерал и подобно вполне подвижному компоненту откладывал значения изменения μ_{SiO_2} по вертикальной оси. Инертными компонентами при этом считались кальций, железо и кислород.

В качестве фаз мультисистемы рассматриваются фаялит — Fe_2SiO_4, геденбергит — $CaFeSi_2O_6$, волластонит — $CaSiO_3$, пирротин — FeS, сернистый газ — SO_2, гематит — Fe_2O_3 и магнетит — Fe_3O_4.

Диаграмма $\mu_S - \mu_{SiO_2}$ при разных уровнях насыщенности серой исходных пород с фаялитом и геденбергитом представлена на рис. 38. Вся диаграмма разбивается на поля устойчивости фаялита, геденбергита, магнетита и гематита (на рис. 38 границы полей отштрихованы). Поля устойчивости силикатов расширяются в левой части диаграммы и выклиниваются в правой, т. е. в сторону возрастания химического потенциала серы. При этом фаялит интенсивнее разлагается при повышении μ_S, чем геденбергит (границы полей пересекаются в точке [Гем, SO_2]).

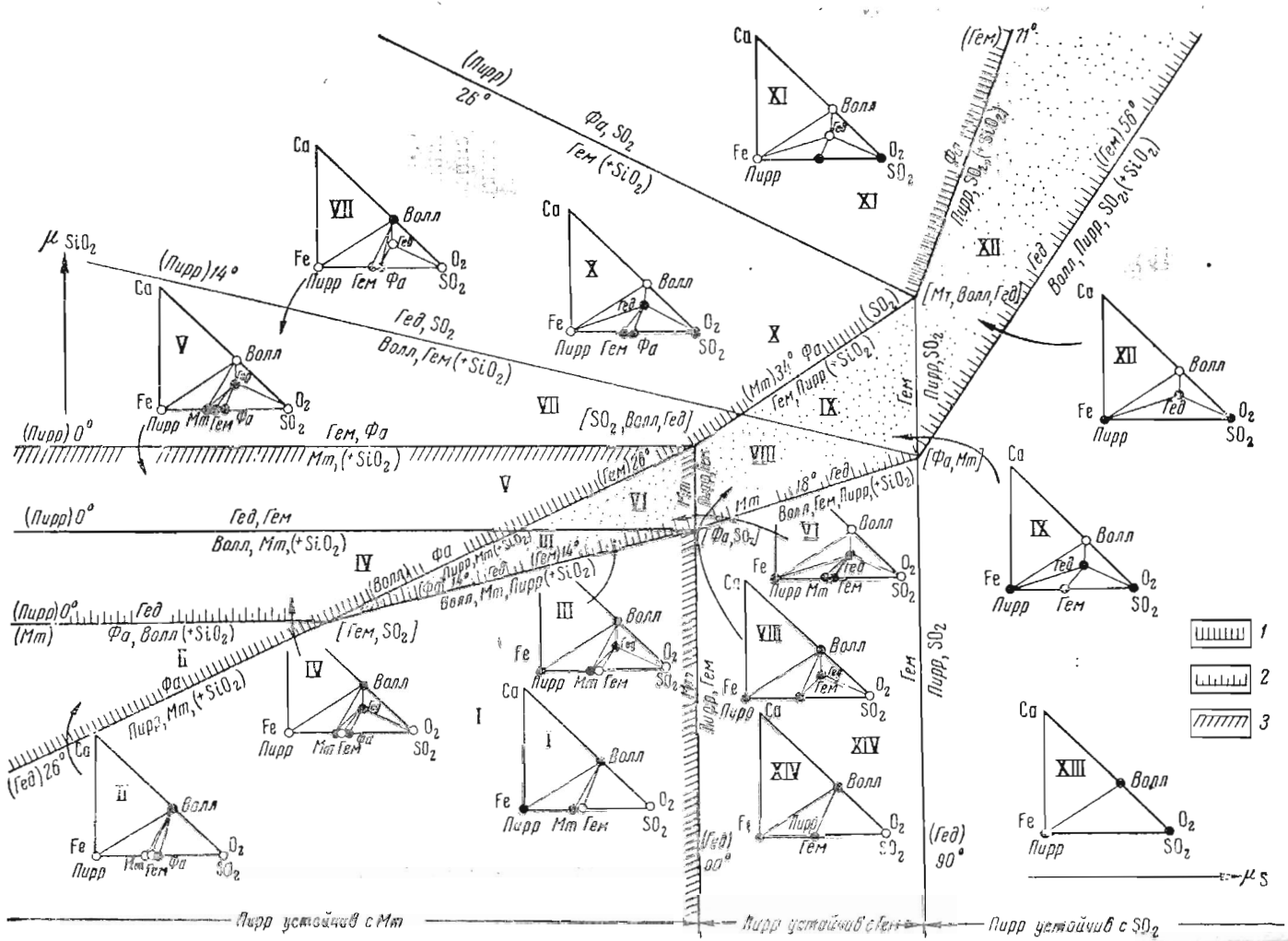


Рис. 38. Диаграмма μ_S—μ_{SiO_2} для разных уровней насыщенности серой исходной системы в фаялитом и геденбергитом. *По В. Золотухину* (1966)

1 — поле устойчивости фаялита; *2* — поле устойчивости геденбергита; *3* — поле устойчивости магнетита. Черными кружками обозначены фазы, участвующие в реакциях, пустые кружки означают, что эти фазы в данной области диаграммы устойчивы, но в реакциях здесь не участвуют

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что для разложения силикатов требуется тем меньший химический потенциал серы, чем меньше μ_{SiO_2}, т. е. чем основнее порода. Этим В. Золотухин объясняет тот факт, что ультраосновные и основные породы замещаются сульфидами легче, чем средние и кислые.

Минимальный потенциал серы требуется при малых μ_{SiO_2} в реакции разложения фаялита:

$$2Fe_2SiO_4 + S = Fe_3O_4 + FeS + 2SiO_2.$$

Хотя пирротин как фаза устойчив во всех полях системы, реально встречается он за пределами поля устойчивости фаялита, в том числе совместно с геденбергитом, т. е. в области средних и высоких μ_{SiO_2} и μ_S. При этом в левой части диаграммы (при малых μ_S) пирротин устойчив с магнетитом, в средней части — с гематитом и в правой, при максимальных μ_S — с SO_2. Как показали расчеты В. Золотухина, ромбический пироксен устойчив с пирротином в той же области, что и геденбергит.

Переходя к возможным природным безоливиновым ассоциациям, включающим значительные массы пирротина, следует предположить широкое распространение в них ромбического пироксена совместно с клинопироксеном и магнетитом (рудные пироксениты и габбро). Принимая во внимание, что волластонит редко встречается в никелевых рудах, можно полагать, что природные ассоциации возникают в полях III, VI, VIII, IX и XII диаграммы (на рис. 38 показаны точками).

Природные парагенезисы, аналогичные фазовым равновесиям, возникающим при проявлении аномально высоких потенциалов серы в правой части диаграммы, известны в главнейших месторождениях Канадского щита.

Так, при меньшем уровне железистости можно ожидать ассоциации: пирротин, диопсид, ромбический пироксен, кварц, которая близка (в случае превращения части пироксена в роговую обманку и биотит) к кварцевым диоритам Садбери и гнейсам Томпсона.

Механизм сульфуризации в соответствии с экспериментами и теорией Г. Куллеруда можно представить себе как воздействие второй сульфидной жидкости (почти чистой серы) на раскаленное (порядка 1000°—800° С) глубинное интрузивное тело с образованием новых сульфидов или вторичной рудоносной магмы, т. е. представить себе сульфуризацию в виде магматического замещения на позднемагматической стадии становления интрузива.

Образование второй сульфидной жидкости мыслимо лишь при высоких температурах и давлениях, т. е. в условиях больших глубин, поэтому сульфуризация возможна и проявляется, по-видимому, в широких размерах лишь для абиссальных и мезоабиссальных месторождений и совершенно исключена или является слабой для близповерхностных.

Таким образом, сульфуризация представляет собой один из моментов общего процесса магматической ликвации и не может проявляться самостоятельно. Невозможно представить себе извлечение всех элементов руд, как это предполагает Г. Куллеруд (кроме никеля и кобальта, а также меди и платиновых металлов), из породообразующих силикатов. Основную роль, конечно, играет первичная специализация магмы, однако процесс сульфуризации может, вероятно, значительно повысить роль никеля в общей сумме полезных металлов, чем объясняется увеличенная в общем никеленосность руд более глубоких месторождений. Процессом магматического замещения, возможно, могут быть объяснены многие особенности строения рудных тел мезо-

абиссальных месторождений, таких, как трубки Влакфонтена в Бушвельде, трубообразные тела многих месторождений в районе Британской Колумбии (Aho, 1956), Мербридж в Квебеке (Clark, 1965) и др. Рудные залежи Садбери и пояса Томпсон также могут быть в значительной степени истолкованы как продукты магматического замещения. Можно предположить, что явлениями сульфуризации могут быть вызваны переходы сульфидных жил Мончи в габбро-пегматиты, а также другие наблюдаемые явления замещения силикатов сульфидами. При этом отпадут многие недоуменные вопросы и неувязки.

Следует отметить, что, как и всякое магматическое замещение, процесс сульфуризации заключается в комбинировании расплавления с метасоматозом. В случае скопления больших количеств жидкости, как, например, в месторождении Фруд-Стоби, происходит кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава с накоплением халькопиритовой порции. В месторождении Харди, где рудная залежь также связана с кварцевым диоритом, в направлении от висячего бока к лежачему отношение никеля к меди меняется от 20 : 1 до 1 : 2.

На рис. 38 видно, что чем кислее замещаемые силикаты, тем бо́льшая активность серы требуется для процесса сульфуризации, поэтому столь редки месторождения в сравнительно кислых породах типа норитов Садбери и гнейсов Томпсона. Вероятно, процессы сульфуризации были связаны с мощными очагами сульфидоносной магмы. Условия значительных глубин и температур приведут к более ограниченной подвижности химических элементов во время сульфуризации, за исключением серы, которая является вполне подвижной. Система должна быть открытой относительно серы, чтобы допустить как подток серы, так и выделение любого ее избытка.

Метаморфизм руд

В гипабиссальных медно-никелевых месторождениях широко развит метаморфизм руд. На платформах он, по-видимому, связан с регрессивной стадией контактового метаморфизма, а в складчатых областях (Печенга) природу этого «наложенного» гидротермального метаморфизма (по терминологии Н. Елисеева) однозначно установить трудно. Возможно, что рудный метасоматоз следует отнести к самой низкотемпературной ступени регионального метаморфизма, во всяком случае он проявляется только в пределах развития хлоритовой зоны фации зеленых сланцев на карте метаморфизма Печенгского синклинория, составленной В. Загородным.

Наложенный метаморфизм, в противоположность автометаморфизму Печенгских рудоносных интрузий, носит отчетливо выраженный низкотемпературный характер и представлен следующей ассоциацией минералов: тальк, хлорит, карбонаты, кварц, серицит, сульфиды и магнетит. Первичные и автометаморфические минералы оказываются неустойчивыми, наиболее характерна стеатитизация серпентина. Следовательно, наложенный гидротермальный метаморфизм был более низкотемпературным по сравнению с гидротермальной стадией автометаморфизма. Метасоматические явления в рудах наиболее ярко проявлены вблизи тектонических зон, здесь исходные ультраосновные породы подвергаются полной переработке с образованием своеобразных метасоматитов — «серых руд» (Елисеев, Горбунов, 1961).

Характерной особенностью этого процесса является образование сульфидных псевдоморфоз по оливину и пироксену с одновременным замещением сидеронитового сульфидного цемента хлоритом — вплоть до возникновения оригинальных негативных структур, когда сульфиды и силикаты меняются местами (рис. 39). Примечательно, что пентландит сохраняет устойчивость, несмотря на низкую температуру.

Судя по данным Н. Елисеева, процесс должен происходить при температурах 200—300° С, т. е. в области максимальной диссоциации сероводорода (рис. 40); в этих условиях устойчив миллерит. Следует обратить также внимание на инертность никеля: при переотложении он не уходит за пределы интрузии, и метасоматические сульфиды во вмещающих породах безрудны. Переотложение идет за счет собственных ресурсов месторождений. Судя по изотопному составу (Л. Гриненко), сера была заимствована из первичных руд; инертное поведение серы подтверждается также негативными структурами.

В рудах Печенги отмечается метасоматическое преобразование первичных руд, связанное с сильным возрастанием p_{O_2} и выраженное

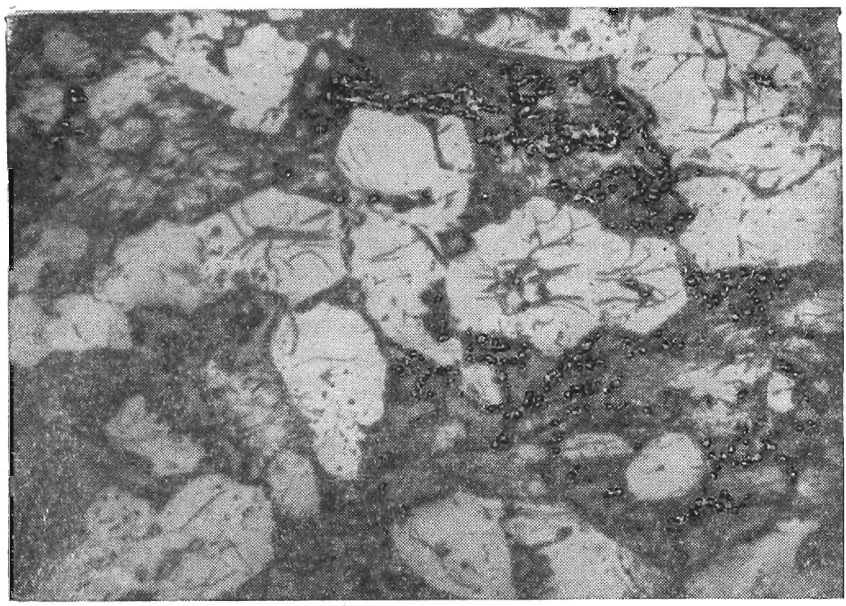


Рис. 39. «Негативные» вкрапленные руды *По Д. Полферову*

Сильно хлоритизированный и карбонатизированный перидотит с полными псевдоморфозами сульфидов по оливину. В местах первоначального расположения сульфидов (темные пятна) — реликты пирротина и пентландита; Печенгский район. Увел. 40

в явлениях дисульфидизации и окисления первичных сульфидов с образованием пирита, магнетита, виоларита, борнита и валлериита (Елисеев, Горбунов, 1961).

Руды Печенги испытали также интенсивный динамометаморфизм с образованием «матовых», обогащенных пиритом руд. Очень интересный дифференциальный бластез эпигенетических руд описан Д. Полферовым для Аллареченского месторождения (рис. 41).

В месторождении Норильск I метаморфизм эпигенетических вкрапленных руд выразился в появлении халькопирит-миллеритовой минерализации, связанной с низкотемпературным замещением ороговикованных биотитизированных базальтов хлоритом и альбитом (Годлевский, Шумская, 1960).

Несомненно, что возникновение в Норильске миллеритового оруденения всецело зависит от развития всего процесса контактового метаморфизма. В начале этого процесса минералообразующие растворы обладали высокой концентрацией ионов кислорода, которая затем уменьшалась. Дальнейшее понижение p_{O_2} и параллельное возрастание активности S изменило течение процесса. По мере возрастания активности S^{2-} (вследствие понижения температуры, см. рис. 40), пентландит стал неустойчивым и заместился халькопиритом. От крупных

зерен пентландита остались лишь реликты. При дальнейшем резком спаде температур и соответствующем повышении концентрации S^{2-} образовался миллерит и никельсодержащий пирит путем замещения халькопирита и остатков пентландита. При этом баланс содержания никеля показывает, что выноса никеля из месторождения, как и в Печенге, не происходит.

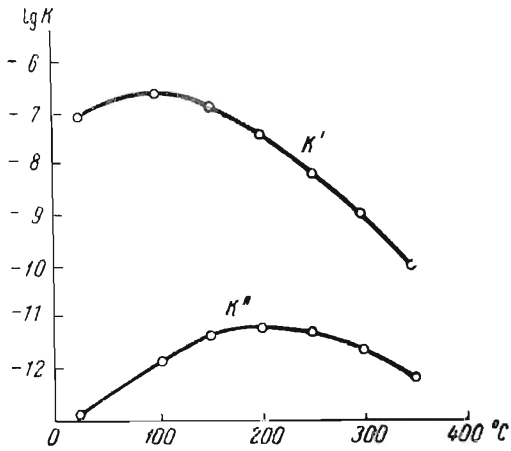


Рис. 40. Константы диссоциации сероводородной кислоты

Метаморфизм мезоабиссальных медно-никелевых месторождений очень плохо изучен.

Значительные трудности возникают при расшифровке метаморфических структур в связи с большой мобильностью сульфидов в процессах перекристаллизации. Возможно, что некоторые месторождения, как, например, Линн Лейк, следует в какой-то мере отнести к регенерированным. Впрочем, не исключена возможность проявления здесь низкотемпературных гидротермальных процессов, как на Печенге, на что может указывать появление позднего пентландита (Ратан, 1964). Это тем более вероятно, что провинция Северной Манитобы вообще может рассматриваться как медно-никелево-цинковая.



Рис. 41. Дифференциальный бластез эпигенетических руд. Аллареченское месторождение. *По Д. Полферову*

Сульфидные магнетит-хлоритовые руды. Темные зерна — магнетит, плойчатый агрегат — пирротин+халькопирит, в нем линзы пентландита. Увел. 40

Общая схема процесса

Заканчивая раздел о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений, следует заметить, что чисто «ликвационной» гипотезы, которая ограничивала бы процесс только распадом и кристаллизацией

сульфидной жидкости, в настоящее время не существует, да никогда и не существовало. Имеется ликвационно-магматическая гипотеза, которая исходит из представления о многостадийном процессе формирования руд в течение всего периода развития интрузива, с самого начала до самого конца, а магматическая ликвация рассматривается лишь как наиболее вероятный механизм распада первично гомогенной жидкости. Всякая гипотеза есть лишь рабочее построение, которое действительно до тех пор, пока с ее позиций можно объяснять и объединять наблюдаемые факты.

Медно-никелевое оруденение самым тесным образом связано с дифференцированными, или, во всяком случае, сложно построенными, обогащенными магнием базальтоидными интрузиями. Для них характерна дифференциация по «норильской схеме». Отделение металлов от силикатных расплавов и концентрирование их в виде руд существенно зависят от содержания в магме серы. Намечаются два возможных пути накопления серы в исходной магме — первичное обогащение в глубинных очагах (в верхней мантии) и вторичное обогащение при ассимиляции окружающих пород.

Следует выделять три этапа формирования медно-никелевых месторождений — собственно магматический, постмагматический и метаморфический. В течение магматического этапа образуется основная масса руды и в последующие этапы происходит лишь переотложение руд, которое, однако, может сопровождаться резким обогащением отдельных участков полезным ископаемым.

Магматический этап разделяется на ряд стадий. В раннюю магматическую стадию происходит отделение сульфидной жидкости. В среднюю стадию, когда идет кристаллизация породообразующих силикатов, сульфиды остаются жидкими — это стадия жидких сульфидов. Одновременно в экзоконтакте идет образование роговиков, которое сопровождается инъекцией сульфидного расплава во вмещающие породы. В гистеромагматическую стадию происходит кристаллизация сингенетических сульфидов и продолжается процесс формирования инъекционно-метасоматической вкрапленности во вмещающих породах.

Следующая заключительная стадия магматического процесса, которая является переходной к постмагматическому этапу, может быть названа стадией магматического замещения. В эту стадию под влиянием летучих происходит плавление легкоплавких вмещающих пород с образованием гибридно-метасоматических пород, появляется первая эндокинетическая трещиноватость еще в раскаленном теле интрузии и происходят процессы сульфуризации и отжимания жильного расплава. Остывание больших масс сплошных сульфидов идет своим путем, со своим процессом кристаллизационной дифференциации сульфидов, но этот процесс не происходит изолированно, все время он находится во взаимодействии с окружающей средой, с постмагматическими явлениями в интрузии и в окружающем ее ореоле. Существование тепловой волны около остывающей интрузии и сравнительно небольшой перепад температур между различными стадиями магматического процесса приводят иногда к наложению отдельных процессов друг на друга.

Началом постмагматического этапа можно считать образование скарнов, причем в стадию высокотемпературных скарнов заканчивается формирование главной массы руд. В рудном расплаве совершается эволюционный переход к водному сульфидсодержащему раствору и отложение поздних борнит-миллеритовых руд. С самой низкотемпературной постмагматической стадией связано переотложение руд. Возможно, что это переотложение обязано уже следующему этапу метаморфизации руд. Поведение медно-никелевых руд при метаморфизме плохо изучено. Медно-никелевые месторождения могут формироваться либо в условиях полного отсутствия регионального метаморфизма (например, на

платформах), либо в условиях фации зеленых сланцев или, в крайнем случае, нижних ступеней амфиболитовой фации. Температурные условия и высокий окислительный потенциал фации гранитизации полностью исключают возможность формирования медно-никелевых месторождений, а также, вероятно, сохранения ранее возникших месторождений.

Существуют и другие гипотезы образования медно-никелевых месторождений. Гидротермальная гипотеза не может считаться состоятельной. Высокие температуры образования руд, часто явно «сухие» безводные системы, отсутствие околорудных изменений и жильных минералов, специфический изотопный состав серы, выдерживающийся на всем протяжении процесса и одинаковый почти для всех месторождений (кроме контаминированных), исключают возможность гидротермального происхождения медно-никелевых руд. Поле устойчивости главного минерала руд — пирротина в большей части лежит за пределами устойчивости воды (Р. Гаррелс).

Особую гипотезу высокотемпературного автометасоматического происхождения медно-никелевых руд в последнее время высказал В. Золотухин (1964). Сульфидное оруденение согласно этой гипотезе возникает не ранее конца магматической стадии. Концепция В. Золотухина до некоторой степени напоминает фузивную гипотезу А. Заварицкого в той ее разновидности, которая объясняет образование титаномагнетитовой рудной фракции действием летучих. Некоторые моменты теории В. Золотухина, например обязательное вторичное переплавление (палингенезис) целых горизонтов интрузий, сложенных наиболее тугоплавкими минералами, и ряд других положений, заставляют усомниться в правильности построения В. Золотухина и считать, что предложенная им схема лишена в настоящий момент необходимой доказательности. Однако гипотеза В. Золотухина не лишена интереса, так как в его концепции имеется ряд подкупающих моментов. Дело в том, что магматическая теория не только не отрицает, а, наоборот, прямо предполагает большую роль летучих веществ в формировании руд, только отводит им другое место в генетической схеме Концепция В. Золотухина указывает совершенно однозначно на высокотемпературный характер оруденения и на связь его с материнским массивом и таким образом точно очерчивает рамки вопросов, по которым должна вестись дискуссия. В этом ее преимущество перед расплывчатыми гидротермальными гипотезами.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Можно предложить две генетические классификационные схемы магматических месторождений: одну, основанную на процессах рудообразования, и другую — геолого-генетическую.

Классификация по процессам рудообразования

Первая классификация строится по принципу, предложенному А. Заварицким (1963_2). Недостаток этой классификации — разделение конкретных природных объектов — месторождений — на основе отвлеченных гипотез. Стремление свести до минимума гипотетический элемент приводит к слишком общим группировкам. Попытка детализации, как показывает пример дробной генетической классификации хромитов Г. Соколова, при современном состоянии знаний о рудообразующих процессах успеха иметь не может. В нашей схеме выделяется группа раннемагматических месторождений, куда относятся хромитовые месторождения, связанные с базальтоидными стратиформными интрузиями типа Бушвельда.

Вторую группу образуют позднемагматические, или фузивные, месторождения. Понятия о типе фузивных месторождений было введено А. Заварицким (1963_1) для того, чтобы, избегая по возможности именно каких-либо гипотез о способе обособления рудного вещества, отметить чрезвычайно характерную черту таких месторождений, заключающуюся в том, что рудное вещество в них было в подвижном, вероятно, жидком состоянии, в то время как силикатная часть породы, заключающая в себе рудное вещество, была в состоянии кристаллическом. К фузивным месторождениям мы относим хромитовые и платино-хромитовые месторождения, связанные с гипербазитами, титановые, титаново-редкометальные и редкоземельные месторождения, а также месторождения апатита, связанные с основными и щелочными породами. По морфологии рудных тел и способу образования (из остаточных рудных магм) позднемагматические месторождения хромита и титановых руд очень сходны между собой, но в то время как хромит из остаточной магмы выделяется первым или одновременно с оливином, титановые минералы выделяются последними, заполняя промежутки между силикатами.

Наконец, третью группу образуют магматически-ликвационные месторождения. В нее включены только месторождения сульфидов — никеля, меди и платиновых металлов. В названии этой группы подчеркивается та особенность, что отделение рудообразующего вещества от магмы происходит на ранних стадиях, а кристаллизация сульфидов совершается в гистеромагматическую и даже постмагматическую стадию, т. е. имеется достаточно длительный период существования жидких сульфидов. Вероятно, в сульфидно-силикатных системах могут встречаться все обычные взаимоотношения фаз, однако формирование промышленных месторождений почти неизменно сопровождается разделением жидкостей в раннюю магматическую стадию. В эту группу условно включаются метаморфогенные рудные залежи типа «серых» руд Печенги, так как они неотделимы от магматических месторождений. Данную группу месторождений можно было бы еще назвать ликвационно-сульфуризационной, если бы участие сульфуризации, которое предполагается столь значительным при формировании отщепленных мезоабиссальных месторождений, было действительно геологически доказано.

Таким образом, по процессам образования можно выделить следующие магматические месторождения.

I. Раннемагматические месторождения — хромитовые месторождения среди стратиформных базальтоидных интрузий.

II. Позднемагматические (фузивные) месторождения.

1. Начальной стадии кристаллизации остаточной магмы: хромитовые и платиново-хромитовые месторождения среди гипербазитов.

2. Заключительной стадии кристаллизации остаточной магмы: титановые, титаново-редкометальные и титаново-редкоземельные месторождения и месторождения апатита.

III. Магматически-ликвационные месторождения — сульфидные медно-никелевые и платиновые.

Геолого-генетическая классификация

В геолого-генетической классификации учитывается множество факторов, способствующих образованию руд, поэтому элемент гипотетичности в ней меньше, чем в классификации по процессам. В геолого-генетической классификации каждое месторождение обозначается точкой в трехмерном пространстве, причем за координаты выбраны фак-

Таблица 8

Геолого-генетическая классификация магматических рудных месторождений

Фация	Геосинклинальный мегацикл		Орогенный мегацикл	Платформенный мегацикл	
	Рудно-магматические формации				
	геоксинклинальных прогибов	глубинных разломов	завершающих этапов орогенеза	эпиархейских и эпинижнепротерозойских платформ	эпипротерозойских платформ
Гипабиссальная (1—3 км)	Габбро-диорит-диабазовая формация (Pr_3) М-ния ильменит-магнетитовых руд (Кусинское)		Интрузивная фация печенгской формации (Pr_2) Медно-никелевые м-ния (Каула, Ждановское)	Формация центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород Алданского щита (Pr—J) [Pt] Платиновые м-ния (Инагли, Кондёр)	1. Интрузивная фация траповой формации (T—J) [Ni, Cu, Pt] Медно-никелевые м-ния (Норильск I, Талнах) 2. Формация габброидных пород Китайской платформы (P—T) [Ni] Медно-никелевые м-ния провинции Сычуань 3. Каледонская формация ультраосновных-щелочных пород (D) [Ti, Nb, Ta] Перовскит-титаномагнетитовые м-ния (Африканда, Ковдорский массив) 4. Формация центральных интрузий нефелиновых сиенитов (Cm—P) [P, Ti, Nb, Ta, Zr] Лопаритовые м-ния Апатитовые м-ния (Хибины)

Мезоабиссальная (3—6 км) и отчасти абиссальная (до 10 км)		Гипербазитовая формация (Ar—Cr) Хромитовые м-ния (Кемпирсай, Гулеман) Габбро-пироксенит-дунитовая (D) М-ния бедных титаномагнетитовых руд, хромита и платины (Качканар, Соловьева гора)	Габбро-норит-гипербазитовая формация (Pr_2—Cr) Медно-никелевые м-ния (Чайский массив, Нижнемамоновское м-ние, о. Якоби)	Формация основных стратиформных интрузий (Ar—Pr_3) [Ni, Cr, Ti, Pt] Медно-никелевые, хромитовые и титаномагнетитовые м-ния (Садбери, Бушвельд, Монча) Формация анортозитов и габбро (Pr) Ильменит-магнетитовые м-ния (Лиганга, Адирондак) Гематит-ильменитовые и рутиловые м-ния (Лак-Тио, Нельсон) Формация малых неправильно или слабо дифференцированных габбро-норит-гипербазитовых интрузий (Ar—Pr_3) Медно-никелевые м-ния (Томпсон, Аллареченское) М-ния богатых титановых руд (Пудожгорское)	

торы геохимический, выраженный через магматическую формацию, термодинамический, выраженный в виде фации глубинности, и историко-тектонический, выраженный через стадию геотектонического развития мегацикла.

Проекция такой трехмерной схемы на плоскость «фации — тектоника» показана в табл. 8.

Обращает на себя внимание отсутствие в таблице средних этапов формирования орогенных зон, когда вследствие палингенеза и плавления на глубине прерывается связь поверхности с подкоровыми магматическими очагами. Земная кора становится проницаемой для глубинной базальтовой магмы в самый ранний период формирования геосинклинальных трогов, когда мощность ее невелика, а также в периоды заложения глубинных разломов. Этим периодам отвечают соответствующие рудно-магматические формации. При этом образуются месторождения хрома, платины и титана, но никелевых месторождений нет вследствие отсутствия в магмах серы.

Медно-никелевые месторождения появляются в следующий геотектонический «сеанс связи» подкорового пространства с поверхностью Земли, а именно в период образования внутренних прогибов в сводовых частях геоантиклинальных поднятий, когда происходит разуплотнение вещества и наращивание мощности коры. При этом может совершаться миграция очаговых областей вниз с выводом астеносферного богатого серой вещества к поверхности. Однако наиболее благоприятные условия для формирования всех магматических месторождений — никеля, титана, хрома, платины, фосфора и редких элементов — возникают на платформах. Здесь преобладает глыбовая тектоника, что благоприятствует спокойному внедрению и совершенной дифференциации магматических расплавов.

На протоплатформах, отличающихся высокой мобильностью, образуются колоссальные расслоенные интрузии типа Бушвельд, Стиллуотер, Дулут и Садбери. В иностранной литературе их обычно называют «комплексами». По мощности они вполне соизмеримы с отдельными слоями, выделяемыми в составе земной коры. Возникновение их связано с длительно развивающимися депрессиями, в которых накапливаются многокилометровые толщи осадков (Южная Африка, область Пинок в Канаде). К подобным же прогибам типа авлакогенов приурочены более молодые мезозойские рудоносные интрузии Сибирской платформы и Южной Африки.

Связь больших расслоенных интрузий с областями депрессий объясняется, по-видимому, тем, что подводящими каналами являются разломы, ограничивающие оседающие блоки. Связь интрузий центрального типа (щелочных, ультраосновных-щелочных) с тектоническими разломами хорошо выяснена А. Кухаренко. Большинство магматических формаций, с которыми связаны магматические месторождения, описано в монографии Ю. Кузнецова (1964) и здесь рассматриваться не будут. Скажем лишь несколько слов о специально выделенных М. Годлевским формациях в связи с некоторыми рудногенетическими ассоциациями медно-никелевых месторождений.

Габбро-норит-гипербазитовая формация завершающих этапов орогенеза. Она выделяется в составе группы позднеорогенных петрографических формаций; появляется после общей инверсии орогена, но предваряет появление батолитов (или поздних секущих кислых интрузий в протерозойских геосинклиналях). Интрузии данной формации обычно многофазны, что не исключает их внутрикамерной дифференциации. К описываемой формации принадлежат многочисленные комплексы никеленосных интрузий во всех частях света: мамоновской комплекс среднего протерозоя Воронежского района, довыренский верхнепротерозойский комплекс Северного Прибайкалья, родственный

ему комплекс дунит-троктолитовых интрузивов Станового хребта, предбатолитовый меловой комплекс Аляски и Британской Колумбии и др.

Формация малых неправильно- или слабодифференцированных габбро-норит-гипербазитовых интрузий кристаллических щитов. Эта формация, в противоположность предыдущей, выделена чисто условно, в ней объединяются те небольшие рудоносные интрузии, главным образом никелевые, а также титановые в пределах кристаллических щитов, происхождение которых неясно. Возможно, что некоторые из них относятся еще к нуклеарной стадии (по Б. Павловскому), другие же являются протогеосинклинальными или протоплатформенными. Для большинства из этих интрузий отсутствует определение абсолютного возраста, тектоническое положение и соотношение с окружающими породами неясно и поэтому их нельзя с определенностью отнести к какой-либо конкретной магматической формации. По мере дальнейшего прогресса в их изучении надобность в выделении этой формации, вероятно, отпадет.

Среди магматических месторождений почти нет глубинных, даже такая колоссальная интрузия, как Бушвельд, многими исследователями рассматривается в качестве субвулкана. Магматические месторождения по глубине образования, а следовательно, по давлению и температуре окружающего пространства (но не по температуре магмы!), разделяются на мезоабиссальные (3—6 *км*) и гипабиссальные (1—3 *км*). Гипабиссальные месторождения во многих случаях являются интрузивными членами соответствующих покровно-силловых формаций, например, норильские рудоносные интрузии относятся к формации мезозойских сибирских траппов и т. д. Особенно резко принадлежность к той или иной фации глубинности отражается на медно-никелевых месторождениях, что указывает на повышенную роль летучих в их образовании.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В сб.: «Абсолютный возраст геологических формаций». Изд-во «Наука», 1964.

Бетехтин А. Г. К изучению месторождений хромистого железняка. Зап. ЛГИ, т. 8, 1934.

Бетехтин А. Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале. В сб.: «Хромиты СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1940.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. «Геохимия», 1961, № 1.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов А. П. и Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. «Геохимия», 1964, № 6.

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

Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения. «Геология рудных м-ний», 1959, № 6.

Генкин А. Д. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения. «Геология рудных м-ний», 1961, № 2.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959_1.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. «Геология рудных м-ний», 1959_2, № 2.

Годлевский М. Н. и Шумская Н. И. Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск I. «Геология рудных м-ний», 1960, № 6.

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

Григорьев Д. П. О взаимоотношениях полевошпатово-пироксенового и сульфидного расплавов. «Зап. минерал. об-ва», 1938, т. 17, № 1.

Гутенберг Б. Астеносферный слой пониженной скорости. В сб.: «Верхняя мантия Земли», Изд-во «Мир», 1964.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вести. ЛГУ, № 24, вып. 4, серия геол. и географ., 1958.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд-во АН СССР, 1961.

Жданов В. В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В сб.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», 1964.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Избранные труды, т. 4, 1963_1.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Избранные труды, т. 4, 1963_2.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геология Печенгской серии. Изд-во АН СССР, 1964.

Зербригг Х. Месторождение Фруд-Стоби. В сб.: «Структурная геология рудных м-ний Канады». Изд-во «Мир», 1964.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., 1964.

Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 91, серия рудных м-ний, № 9.)

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.

Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. «Сов. геология», 1948, № 29.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.

Ольшанский Я. И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах. Изд-во АН СССР, 1950. (Тр. ин-та геол. наук, вып. 121, петрограф. серия № 36.)

Ольшанский Я. И. Растворимость в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al_2O_3. Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. ИГН, вып. 137.)

Осборн Е. Ф. и Ройдер П. П. Влияние давления кислорода на кристаллизацию в упрощенных базальтовых системах. Изд-во АН СССР, 1963. (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, вып. 11.)

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В сб.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.

Попова Г. Б. и Ершов В. В. Физико-химический механизм процессов кристаллизации руд сульфидных медно-никелевых месторождений. «Геол. рудных м-ний», 1966, № 1.

Ратан Г. Месторождения озера Линн. В сб.: «Структурная геология рудных месторождений Канады». Изд-во «Мир», 1964.

Рожков И. С. и др. Платина Алданского щита. М., 1962.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 97.) 1948.

Фишер Р. Несместимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несместимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. В сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.

Aho A. E. Geology and genesis of ultrabasic nickel — copper — pyrrotite deposits at the pacific nickel property. Econ. Geol., vol. 51, No. 5, 1956.

Beck R. Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin, 1901.

Borchert H. Die Chromitvorkommen der Umgebung von Iesiolova — Burdur. Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstaettenforschung der Türkei, Nr. 105, Ankara, 1960.

Clark L. A. Geology and geothermometry of the Marbidge nickel deposit. Malartie Quebec. Econ. Geol., vol. 60, No. 4, 1965.

Derry D. R. Economic aspect of Archean — Proterozoic boundaries. Econ. Geol., vol. 56, No. 4, 1962.

Hawley I. E. Upside — down zoning of Frood Sudbury. Ontario. Econ. Geol., vol. 60, No. 3, 1965.

Kullerud G. The Fe — Ni — S system. Carnegie Inst. of Wash., Year Book, 61, 1961—1962.

Kullerud G. Thermal stability of pentlandite. Canadian Mineralogist, vol. 7, No. 3, 1963.

Kullerud G., Yoder H. S. Sulfide — silicate relations Carnegie Inst. of Wash., Year Book, 1963.

Lochhead D. R. The Falconbridge ore deposit Canada. Econ. Geol., vol. 50, 1955.

Moh G. and Kullerud G. The Cu — Ni — S system. Carnegie Inst. of Wash., Year Book, 62, 1963.

Muan A., Osborn E. F. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2. Amer. Ceram. Soc. Journ., 39, 1956.

Schneiderhöhn H. Bildungsgesetze eruptiver Erzlagerstätten und zusammenhänge zwischen den Eruptiv gesteinsprovinzen und den Metallprovinzen der Erde. Metall. u. Erz., Nr. 22, 1925.

Scholtz D. L. The magmatic nickeliferous ore deposits of Griqualand and Pondoland. Trans. Geol. Soc. S. Africa, vol. 59, 1936.

Verhoogen J. Oxidation of iron — titanium oxides in igneous rocks. Journ. Geol., vol. 70, No. 2, 1962.

Vogt J. H. Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiatons prozesse in basischen Eruptivmagmen. Z. f. pract. Geol. 1893.

Vogt J. H. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. Skrift. Videnskapsels., Kristiania, vol. 2, No. 15, 1924.

Yates A. B. Properties of International Nickel Company of Canada. Structural geology of Canadian ore deposits, 1948.

Глава вторая ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения пегматитов принадлежат к числу объектов, характеризующихся крайней изменчивостью, многообразием минерального состава, внутреннего строения, формы и геологических условий залегания. Пегматиты широко развиты в массивах магматических горных пород, но известно множество крупных полей пегматитовых тел, расположенных целиком в толщах метаморфических пород. Многие пегматиты имеют простой минеральный состав, отвечающий составу обычных магматических пород, однако имеются пегматиты, содержащие огромное число самых разнообразных, частью редких минералов и при этом в таких высоких концентрациях, которые не известны ни в одном другом типе месторождений. Обычно распространены пегматиты массивного сложения, но часто встречаются тела с резко зональной текстурой или обладающие самым разнообразным и иногда очень прихотливым узором текстур, либо, наконец, с громадными полостями внутри жил, стенки которых покрыты великолепными друзами горного хрусталя и других минералов. Вокруг некоторых пегматитовых тел околоконтактовые изменения вмещающих пород почти не заметны, в других эти изменения проявлены очень интенсивно и сильно развиты в глубь боковых пород. Встречаются тела длиной до многих сотен метров (и даже несколько километров) и мощностью в несколько десятков метров, а вместе с этим широко распространены совсем небольшие тела с поперечным сечением в несколько десятков сантиметров.

В раннюю пору исследований этих интереснейших и многообразных месторождений в качестве их главного признака принималась теснейшая связь с кристаллизацией магматических масс. Например, А. Ферсман, работы которого в области изучения пегматитов сыграли совершенно особую роль, принял следующее определение: «Пегматитом мы называем осадок остаточного расплава, обогащенного определенными летучими компонентами, состоящий в основном из главнейших составных минералов материнской горной породы и характеризующийся крупным зерном, с частичной одновременностью кристаллизации и тесным наложением или замещением одной геофазы процесса на другую» (Ферсман, 1940).

Однако с накоплением новых материалов это первоначальное определение понятия «пегматит» претерпело изменение.

Было установлено, что некоторые пегматиты, считавшиеся ранее классическим примером тел, возникших в ходе фракционной кристаллизации так называемого «пегматитового расплава», в действительности были сформированы путем изменения (перекристаллизации и метасоматоза) обычных магматических пород (Заварицкий, 1947; Коржинский, 1937 и др.). Таким образом, типичные пегматитовые тела со всеми свойственными им особенностями не являются продуктом непосредственной магматической кристаллизации, и прежнее содержание понятия «пегматит» (по А. Ферсману) необходимо расширить. Главным фактором при образовании пегматитов является тесная связь

с постмагматическими растворами, выделявшимися из материнских магматических очагов и преобразовывавшими уже твердые, вполне сформированные обычные магматические горные породы в пегматит.

Впоследствии многие исследователи пегматитом стали называть практически любую гигантокристаллическую горную породу, по составу соответствующую обычным магматическим породам, но образованную самыми разнообразными путями. Термин «пегматит» применялся для небольших массивов крупно- и гигантокристаллических кварц-полевошпатовых пород, накопленных в межбудинных пространствах в комплексах метаморфических пород, подвергшихся ультраметаморфизму. Вследствие всех этих обстоятельств термин «пегматит» потерял свою прежнюю определенность.

В настоящей главе под термином «пегматит» будут пониматься тела, сложенные в основном гигантокристаллическими горными породами, валовой минеральный состав которых близок (с теми или иными вариациями) к составу обычных магматических пород и формирование которых протекало в тесной связи с деятельностью магматических очагов, начиная с инъекции исходной магмы, ее кристаллизации, а потом со всеми дальнейшими процессами перекристаллизации и метасоматического изменения этого материала в собственно пегматитовые образования.

Изучению и характеристике месторождений пегматитов посвящена большая литература, что вызвано двумя причинами. Во-первых, пегматиты являются единственным и незаменимым источником получения сравнительно дешевого крупнокристаллического мусковита, столь необходимого для нужд электро- и радиопромышленности. Именно из пегматитов извлекаются редкие металлы — литий, цезий, рубидий, а также руды бериллия и тантала, несмотря на то что в настоящее время выявлены и другие типы более крупных месторождений руд этих металлов. Важна роль пегматитов как месторождений керамического сырья, а некоторые особые типы жил (так называемые «камерные» пегматиты) дают высококачественное пьезооптическое сырье — горный хрусталь и флюорит. Во-вторых, в пегматитах самые разнообразные процессы минералообразования, возникновения и изменения горных пород проявлены с исключительной наглядностью и часто в таких громадных масштабах, которые в иных типах месторождений или вообще неизвестны, или обнаруживаются в гораздо более замаскированной форме. Недаром решения многих общих положений геохимии и минералогенеза зарождались и аргументировались вначале на материалах, полученных при изучении пегматитовых тел.

В настоящее время детально изучены отдельные минералы подавляющего большинства пегматитовых полей, выявлены основные особенности условий залегания и характерные геологические черты пегматитовых месторождений. Несмотря на это, даже самые основные вопросы процессов образования пегматитовых месторождений остаются еще далеко не разрешенными или спорными. Среди большого круга геологов, исследующих месторождения пегматитов, существуют противоречивые мнения не только об общей теоретической трактовке генезиса пегматитов, но и о последовательности хода процессов формирования месторождений и образования в них тех или иных промышленно ценных минералов. Дискуссии подвергаются даже представления о самих путях возникновения этих минералов в жилах — являются ли они продуктом кристаллизации в свободных средах (в пегматитовом расплаве или растворе) или возникают в твердых породах пегматитовых жил метасоматическим путем. Различия в суждениях о генезисе пегматитов нашли наглядное отображение в серии статей, опубликованных в материалах двух последних — XXI и XXII Международных геологических конгрессов.

Дискуссия о генезисе пегматитов давно уже перестала быть спором о чисто теоретических воззрениях на природу этих очень своеобразных месторождений, так как то или иное представление о генезисе пегматитов по-разному ориентирует проведение геологоразведочных и эксплуатационных работ на этих месторождениях.

Перед исследователями давно стоят важные практические задачи: 1) расшифровка основных закономерностей распределения в жилах минеральных ассоциаций, являющихся объектами эксплуатации; 2) выяснение характера распространения оруденения на глубину жил и вероятности нахождения самих пегматитов на глубине в виде свиты сообщающихся между собой тел и возможности наличия в связи с этим слепых жил; 3) определение характера влияния вмещающих и подстилающих толщ на тип минерализации пегматитов; 4) выявление факторов, определивших распределение пегматитов в геологических структурах.

Дискуссионность в суждениях о главных особенностях формирования месторождений обусловливается, вероятно, тем, что индивидуальные особенности пегматитовых тел бывают очень различны. Часто наблюдателю особенно бросаются в глаза какие-либо частные варианты строения тел, и в силу своей выразительности они принимаются им за ведущие, основные закономерности. Так происходило, например, в тех случаях, когда изучению подвергались пегматиты, обладающие резко зональной текстурой со скоплениями масс сливного кварца в срединной части тел. Именно такие особенности строения пегматитов и раньше, и в настоящее время считаются основным аргументом, подкрепляющим идею об образовании их в основном путем фракционной кристаллизации особого расплава. Однако значительно шире распространены пегматиты с совершенно иными текстурами, и к ним идею о фракционной кристаллизации применить невозможно. В прошлом главное внимание исследователи обращали либо на диагностику и изучение минералов и горных пород, составляющих пегматиты, или на исследование общей текстуры пегматитов, их формы и геологических условий залегания. Детали генетических взаимоотношений между минералами и горными породами, входящими в состав пегматитов, часто оставались в тени.

Несмотря на расхождения во мнениях по поводу ряда важных вопросов генезиса пегматитов, все исследователи единодушны в том, что процесс формирования их являлся очень сложным и длительным, протекавшим в изменявшихся физико-химических условиях (А. Ферсман и др.).

Рассматривая объекты, возникновению которых предшествовали длительные процессы их последовательного становления, наблюдая только конечные формы развития, трудно, а порой и невозможно восстановить истинный ход всего процесса в целом. Во избежание возникающих при этом разногласий рациональнее всего выявить все переходные формы и особенности развивавшегося объекта, проследить все действительные последовательные стадии развития объекта до его конечных форм. В связи с этим, не забывая всей важности изыскания общей физико-химической трактовки процесса формирования пегматитовых тел, нельзя не вспомнить справедливое суждение А. Заварицкого. Он утверждал, что термодинамические представления помогают в определенной постановке вопроса, но решение его дедуктивным путем сейчас невозможно. В связи с этим требуется тщательное изучение самих пегматитовых тел, их формы, состава, структуры и отношения к окружающим горным породам, среди которых можно найти такие признаки, которые заставили бы выбрать одно из возможных предположений. Надо объяснить с точки зрения выбранного предположения как можно больше конкретных фактов, наблюдавшихся в пегматито-

вых телах, а чтобы доказать правильность именно этого предположения, надо показать несоответствие конкретных фактов другим предположениям.

Особенно благоприятные возможности для детального изучения всех последовательных стадий развития процессов образования пегматитовых тел имеются в знаменитой, громадной по своей территории Мамской провинции слюдоносных пегматитов. Глубокая расчлененность рельефа, множество крупных карьеров и густая сеть подземных горных выработок представляют наблюдателю прекрасно отпрепарированный материал. Хорошие возможности для производства таких исследований имеются и на месторождениях Карелии, Кольского полуострова, Урала, Казахстана и в ряде других пегматитовых провинций.

В общем процессе формирования пегматитов автор отчетливо различает две стадии: 1) возникновение главных породообразующих минералов и горных пород, составляющих пегматитовые тела; 2) развитие в пегматитах всей серии дополнительных материалов.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Стадия формирования главных породообразующих минералов и горных пород пегматитов

На территории Мамской пегматитовой провинции расположено огромное количество пегматитовых тел. Среди них отчетливо различаются несколько типов. Широко распространены интрузивные тела, сложенные в основном гранитным материалом, в котором в отдельных местах наблюдаются типичные образования пегматитов. Эти гранитные тела залегают в толще метаморфических пород в форме плоских и линзовидных межпластовых залежей или дайками рассекают метаморфические породы. Реже встречаются одиночные вполне сформированные пегматиты с прекрасно проявленной зональной текстурой, с кварцевыми ядрами или зонами в срединной части жил и залегающие в толще метаморфических пород. Часто наблюдаются сопряжения первых и вторых форм, что придает всем этим телам общий вид единой сетчатой свиты жильных тел, являющейся как бы гигантской эруптивной брекчией, в которой блоки метаморфических пород разобщены сетью гранитных тел. Иначе говоря, расположение этих тел напоминает кирпичную кладку стены, в которой кирпичами служат блоки метаморфических пород, а цементом — гранитный материал. Длина и мощность гранитных тел варьируют в самых широких пределах — от весьма небольших до огромных залежей многих десятков метров по мощности и нескольких километров по протяженности.

Размер блоков метаморфических пород, разобщающих гранитные тела, также варьирует. В случаях, когда они малы, залежи гранитных тел оказываются сильно сближенными. Такие формы Н. Петровская (1937) предложила именовать «гигантомигматитами». На территории Мамской пегматитовой провинции уже давно выделена обширная полоса, получившая название «зоны обильных инъекций», в которой инъекционный материал составляет до 70—80% всей обнаженной поверхности. Именно в этих своеобразных гранитных телах — «гигантомигматитах» с особой наглядностью устанавливаются все стадии постепенного развития пегматитов.

Геологическое строение Мамской пегматитовой провинции и условия залегания тел гигантомигматитов подробно освещены в литературе. В соответствии с материалами фундаментально проведенных многолетних исследований М. Завалишина, Н. Львовой, В. Таевского и З. Таевской, Д. Великославинского, А. Казакова и Ю. Соколова (1963), В. Василевской и геологов Иркутского геологического управления установ-

лено, что основная масса пегматитов и гранитных тел этой провинции заключена в толще метаморфических горных пород мамской подсерии, относимой к верхнепротерозойской системе. Эта толща, представленная согласно лежащими друг на друге тремя свитами — витимской, слюдянской и согдиондонской, — собрана в крупный синклинорий, усложненный множеством более мелких складок.

Петрографический состав горных пород мамской подсерии очень пестр. В ней имеет место переслаивание кварцитов, мраморов, доломитовых кристаллических известняков, биотитовых, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Гранитные и пегматитовые тела в этом пестром разрезе распределены неравномерно.

Удачное и обоснованное расчленение всей толщи пород на целый ряд стратиграфических горизонтов, произведенное М. Завалишиным и Н. Львовой, позволило на современных геологических картах этого района передать всю сложность рисунка складчатых форм. Необходимо подчеркнуть, что в соответствии с этим рисунком межпластовые залежи тел гигантомигматитов в различных участках территории оказываются ориентированными в пространстве в самых разнообразных положениях.

При первом знакомстве с внутренним строением тел гигантомигматитов создается впечатление, что в них совершенно хаотично перемешан собственно гранитный и гранит-аплитовый материал. Граниты чередуются с типично пегматитовыми образованиями и с участками пород с неравномерным крупно- и гигантокристаллическим сложением (рис. 42). Такая пестрота внутреннего строения привела к возникновению вошедшего в литературу особого термина — «гранит-пегматит», который стали применять для наименования упомянутой своеобразной смеси пород. Более детальные наблюдения показывают, что распределение крупнокристаллических пород и пегматита в преобладающей массе тел подчинено определенному пространственному рисунку. Это отчетливо устанавливается по тем фактам, что часто участки, сложенные крупнокристаллическими породами, обладают формой линз и линейных зон (рис. 43). Такие зоны группируются в гигантомигматитах, совместно располагаясь в пространстве параллельно друг другу или образуя единую сеть (рис. 44).

Особого внимания заслуживают участки соприкосновения гранитных и крупнокристаллических пород. Наблюдаются два типа перехода от одних к другим. Часто переход от гранита к крупнокристаллической породе постепенен и выражается последовательным укрупнением зерен породы (см. рис. 43). Однако наряду с плавными и постепенными переходами наблюдаются резкие границы в смене гранита крупнокристаллической породой. Она проходит по суммарному очень прихотливому контуру, образованному поверхностями крупных зерен или идиоморфных кристаллов кварца и полевых шпатов (микроклина и олигоклаза), глубоко вдающихся в гранит (рис. 45). Внутри зон крупнокристаллических пород бывают заключены небольшие участки гранитов, а в периферических частях крупных кристаллов полевых шпатов, вдающихся в глубь гранит-аплитов, встречаются отдельные зерна минералов, составляющих гранит-аплиты.

Нередко в граните и гранит-аплите бывают расположены цепи отдельных крупных идиоморфных или прихотливо оконтуренных кристаллов полевых шпатов и кварца. Эти цепи расположены в том же пространственном рисунке, что и упоминавшиеся зоны крупнокристаллического сложения. Наконец, что особенно важно, прямо в гранит-аплите наблюдались цепи и отдельные, порой очень крупные монокристаллы микроклина и олигоклаза, заключающие типичные ихтиоглипты кварца.

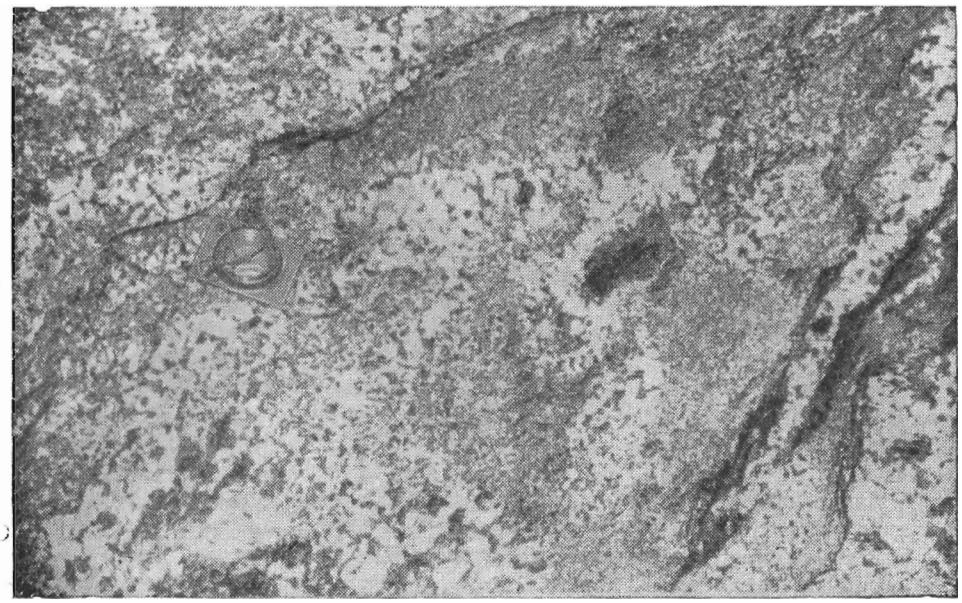


Рис. 42. Неоднородное сложение тел гранит-пегматитов. Крупнокристаллические породы в виде гнезд и зон находятся в массе гранита. Мамская провинция, рудник Большой Северный

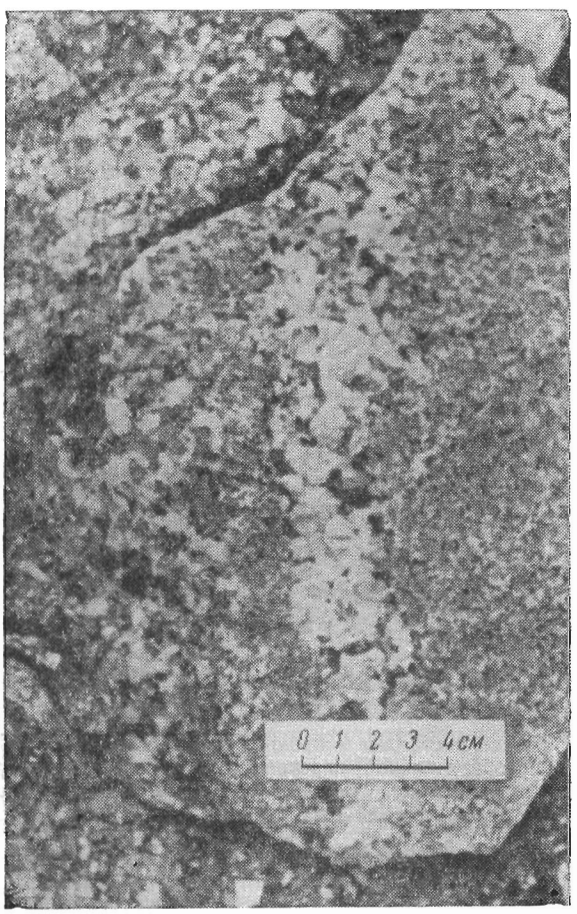


Рис. 43. Линейная зона крупнокристаллических пород среди гранита. Мамская провинция, рудник Малый Северный

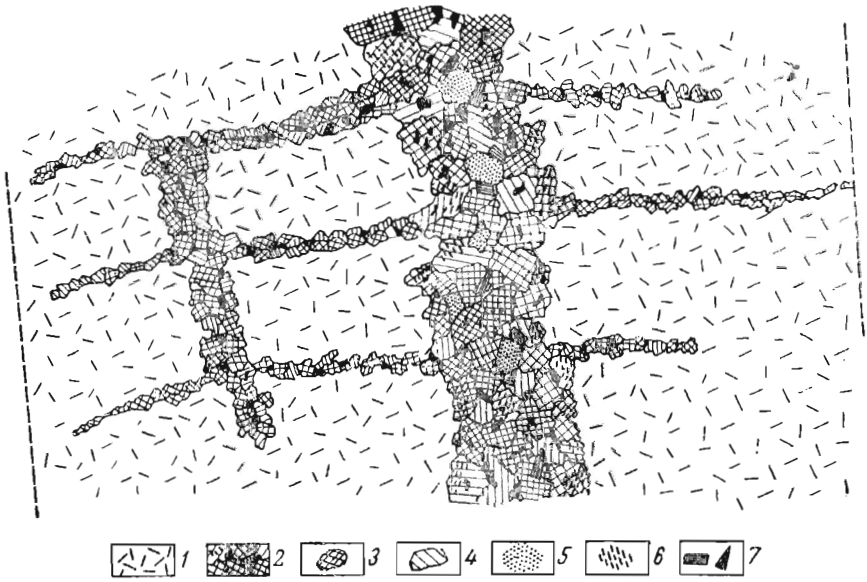


Рис. 44. Участок жилы с ячеистой текстурой

1 — гранитная порода; *2* — крупно- и гигантокристаллический пегматит; *3* — крупные кристаллы микроклина; *4* — крупные кристаллы плагиоклаза; *5* — гнезда кварца; *6* — ихтиоглипты кварца в графической структуре; *7* — метакристаллы мусковита. Пунктиром показана ориентировка зальбандов жил

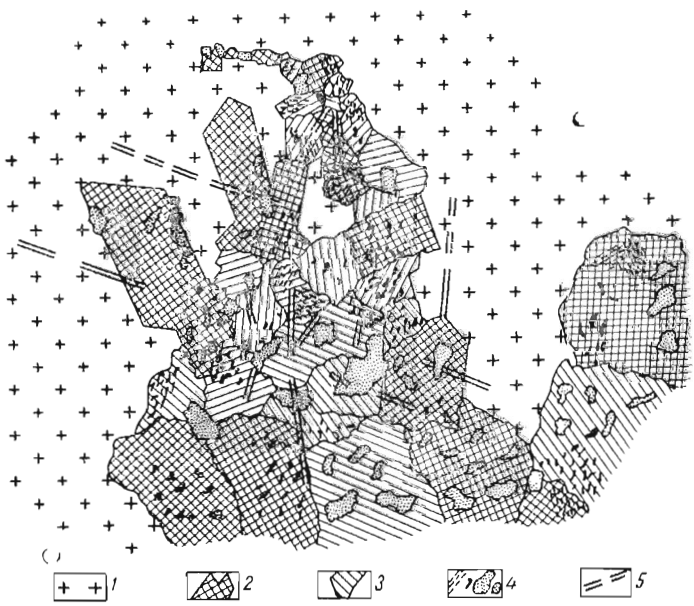


Рис. 45. Крупные бластокристаллы микроклина, плагиоклаза и кварца, образованные собирательной перекристаллизацией гранита в пегматитовой жиле. Мамская провинция

1 — гранит; *2* — бластокристаллы микроклина; *3* — бластокристаллы плагиоклаза; *4* — ихтиоглипты и крупные обособления кварца; *5* — крупнолистоватый биотит

Изучение минерального состава гранитов, гранит-аплитов и крупнокристаллических пород и данные многочисленных химических анализов показывают, что все перечисленные горные породы близки по своему вещественному составу. Обнаруживается только одно достаточно постоянное существенное отклонение. Граниты около зон пород крупно- и гигантокристаллического строения несколько обогащены олигоклазом с одновременным снижением содержания в них микроклина. Химические анализы показывают возрастание в них количества Na_2O и снижение K_2O, а сумма щелочей сохраняется с некоторыми вариациями той же, что и в гранитах, удаленных от этих зон. В породах крупнокристаллического строения, наоборот, возрастает количество микроклина и, соответственно, меньше содержится олигоклаза; сумма щелочей в валовом составе породы сохраняется примерно той же, что и в гранитах (Мораховский, 1964).

Размеры участков и зон пород крупнокристаллического строения меняются в самых широких пределах. В гранитах можно проследить все переходные формы, начиная с отдельных монокристаллических выделений полевых шпатов и кварца, цепей таких выделений, небольших их скоплений, малоразмерных линз и зон пород крупнокристаллического строения, возникновение все больших и больших масс этих пород, вплоть до очень крупных участков типичного пегматита (Никитин, 1955).

Какими же процессами были образованы крупно- и гигантокристаллические породы пегматитов? Какие особенности во взаимоотношениях между гранитом, гранит-аплитом и пегматитами могут быть оценены в качестве объективных признаков, свидетельствующих о генезисе крупнокристаллических пегматитовых пород?

Существуют веские факты, свидетельствующие о процессе возникновения пород пегматитов: 1) наличие внутри гранитов отдельных очень крупных монокристаллов (часто идиоморфных) тех же минералов, которые слагают сами граниты и гранит-аплиты; 2) группировка этих выделений в цепи, сетку цепей и затем в сплошные зоны и сетку зон.

Такое пространственное распределение крупнокристаллических образований внутри гранитов и гранит-аплитов однозначно указывает, что первые возникли позднее вторых. Предположению, что крупнокристаллические породы образовались из дополнительного материала, инъецированного в граниты, противоречит нахождение внутри гранитов и гранит-аплитов отдельных крупных монокристаллов и их цепей. Вряд ли крупнокристаллические породы могли возникнуть благодаря местному повторному переплавлению гранитов. Вероятно, крупные монокристаллы, их цепи и сами зоны крупнокристаллических пород возникли путем собирательной перекристаллизации исходного гранита. Этот процесс, учитывая большие масштабы его проявления, требует для своей реализации участия растворов, создающих необходимую среду для перемещения веществ при собирательной перекристаллизации гранитов. Хорошо известно, что развитие таких процессов находится всегда в сильной зависимости от пористости, грануляции горных пород, охватываемых перекристаллизацией. Пористость пород и их грануляция в сильной степени определяются их предварительной тектонической обработкой, что объясняет закономерный рисунок распределения пегматитовых масс в гранитах и гранит-аплитах. Он определен локализацией тектонических деформаций (трещинной тектоникой), создавших необходимые условия для проникновения растворов, вызвавших собирательную перекристаллизацию минералов.

Остается разрешить вопрос об источнике преобразующих растворов. Что это — поровые ли растворы, вначале находившиеся в гранитных телах и сконцентрированные позднее в зонах повышенной трещиноватости и грануляции горных пород, или эти растворы в основном

вошли в гранитные тела с глубин? Решению этого вопроса существенно помог внимательный анализ закономерностей пространственного положения зон, сложенных крупнокристаллическим пегматитовым материалом внутри гигантомигматитов.

На рудных полях месторождений Колотовского, Малого и Большого Северного, Максимихи и Луговки (Мамская провинция), на больших площадях во всех имеющихся тут многочисленных телах гигантомигматитов положение зон оказывается тождественным (Никитин,

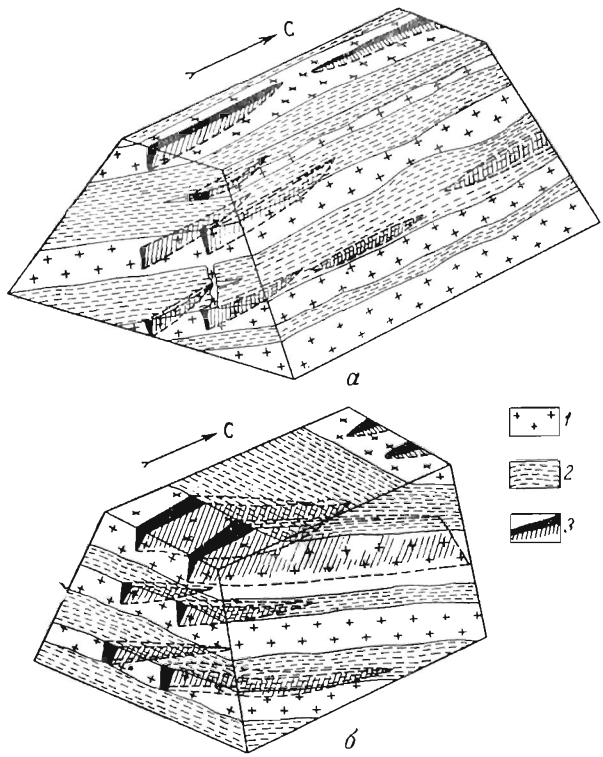


Рис. 46. Блок-диаграмма межпластовых залежей гигантомигматита. Мамская провинция, рудник Колотовка

1 — гигантомигматиты; *2* — гнейсы и кристаллические сланцы; *3* — пегматитовые (и слюдоносные) зоны кососекущие (*а*) и ориентированные почти по нормали к контактам залежей (*б*)

1965). Резко преобладают зоны почти меридионального простирания, проявленные наиболее интенсивно. Несравненно слабее и реже развиты зоны с широтным, северо-восточным и северо-западным простираниями. Все вместе они образуют закономерную сеть зон, и часто наиболее интенсивное развитие пегматитового материала происходит в узлах пересечения этой сети.

На всех упомянутых участках, в зависимости от узора складчатой структуры толщи метаморфических горных пород, имеются тела межпластовых гигантомигматитов, обладающие самыми разнообразными элементами залегания. Несмотря на это, зоны пегматита (и ослюденения) ориентированы в них достаточно однозначно. В ряде случаев, сохраняя свое главенствующее близмеридиональное положение, они оказываются ориентированными косо или по нормалям к контактовым поверхностям тел гигантомигматитов, а совсем не всегда параллельно им, как это представлялось ранее.

Приуроченность пегматитовых зон к системе трещиноватости, наложенной на тела гигантомигматитов, совершенно очевидна (рис. 46).

Форма пегматитовых зон зависит от условий залегания тел гигантомигматитов. В крупных межпластовых залежах гигантомигматитов Рудничного гольца (в жиле 1—3), гольца Медвежьего (жила 47), гольца Перевального (жила 78), гольца Камчатки (жила 64) зоны имеют форму толстой ленты. Они сильно удлинены вдоль генерального, общего для этой территории направления (почти меридионально), сравнительно неглубоко протягиваются (при крутом падении) вниз (15—20 *м*, иногда больше) и обладают мощностью в пределах десятка метров (см. рис. 46). Такие зоны расположены косо или по нормали к пологолежащим контактам межпластовых залежей гранит-пегматитов.

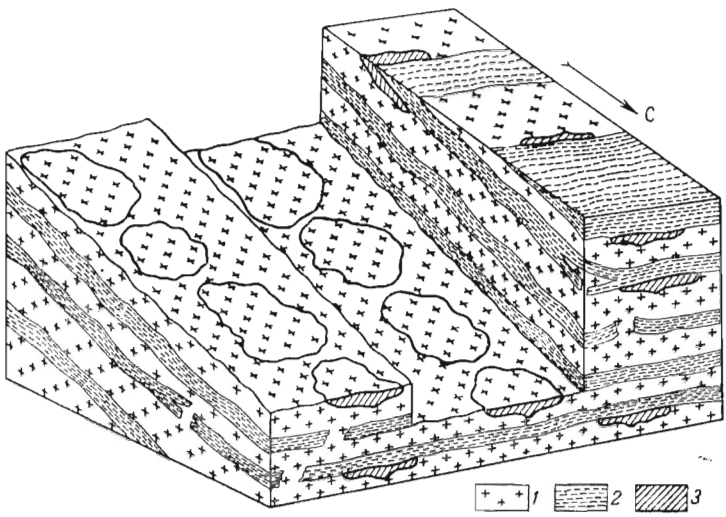


Рис. 47. Блок-диаграмма межпластовой залежи гигантомигматита. Мамская провинция, рудник Большой Северный

1 — гигантомигматиты; *2* — гнейсы и кристаллические сланцы; *3* — пегматитовые (и слюдоносные) зоны

В межпластовых гранитных залежах меньшей мощности, переслаивающихся с гнейсами, форма пегматитовых зон иная. Тут они также сильно удлинены вдоль генерального направления, но в отличие от первого типа широко расплываются под висячим контактом залежи. Зоны имеют форму толстой и широкой ленты, как бы приложенной снизу к висячему контакту залежи. В ряде случаев такие зоны в поперечном сечении имеют форму гриба со шляпкой, развившейся вблизи висячего контакта, и суживающейся ножкой, уходящей в глубь залежи гранит-пегматита. Пегматитовые зоны такой формы развиты, например, в ряде межпластовых залежей гигантомигматитов на гольце Камчатки.

Наконец, третьей, особой формой обладают пегматитовые зоны, развитые в очень маломощных залежах гранит-пегматитов, перемежающихся с тонкими прослойками гнейсов, образуя как бы тонкослоистый пирог. Хорошим примером этой модели служит участок жил 1—5 месторождения Большого Северного. Здесь пегматитовые зоны имеют форму больших чечевиц, почти изометрических в плоскости уплощения (рис. 47). Эти чечевицы расположены под ксенолитами или прослойками гнейсов. Но в форме таких зон, судя по материалам рудничной документации, в некоторых случаях заметно удлинение вдоль все того же почти меридионального направления.

Кроме трех рассмотренных типичных форм пегматитовых зон, встречаются еще частные случаи, когда они имеют крестообразную форму.

Таким образом, пространственное положение и форма пегматитовых зон подчиняются следующим правилам.

1. Ориентация по странам света пегматитовых зон, заключенных в телах гигантомигматитов, устойчива для всей территории и мало зависит от изменения залегания этих тел. Главная масса зон своим удлинением ориентирована в близмеридиональном направлении.

Форма пегматитовых зон зависит от мощности залежей гранит-пегматитов и конституции вмещающих их метаморфических горных пород. В мощных залежах доминируют формы линейных зон. Пегматитовые зоны, расположенные в залежах малой мощности и в горных породах высокой пластичности, обладают чечевицеобразной формой. В промежуточных условиях развиты ленточные зоны.

2. Внутри залежей гранит-пегматитов крупные пегматитовые зоны расположены сериями в виде цепей (полос), либо сближенными цепями (полосами). Внутри единой цепи (полосы) зоны расположены друг за другом с некоторыми перерывами или кулисообразно.

3. При наличии нескольких межпластовых залежей гранит-пегматитов, разобщенных гнейсами («слоеный пирог»), пегматитовые зоны расположены в каждой залежи в едином крутопадающем створе друг под другом (см. рис. 46).

4. Полосы крупных пегматитовых зон распределены по территории рудных полей неравномерно. Есть случаи тесной сближенности полос, когда расстояние между ними измеряется первым десятком метров. Чаще полосы или группы полос удалены друг от друга на многие десятки и сотни метров. Протяженность полос пегматитовых зон также изменчива. В настоящее время установлены примеры, когда полосы непосредственно прослежены до километра по длине. Очевидно, будут выявлены и еще более протяженные полосы.

Все перечисленные закономерности, которым подчинено пространственное распределение пегматитовых зон в телах гигантомигматитов, убедительно свидетельствуют о наложенности процессов образования пегматитовых масс на тела исходных гранитов и гранит-аплитов.

Часто секущие апофизы, отходящие от межпластовых залежей гранит-пегматитов (в области развития в них собственно пегматитового материала), оказываются целиком преобразованными в пегматит. Возникают как бы самостоятельные пегматитовые жилы, залегающие непосредственно в толще метаморфических пород. Природа таких жил одинакова с пегматитовыми зонами в гигантомигматитах.

Подмеченные закономерности во взаимоотношениях между крупно- и гигантокристаллическими породами пегматитов и исходными гранитами или гранит-аплитами отчетливо наблюдаются, кроме Мамской провинции, в пегматитовых телах Южной и Северной Карелии и Кольского полуострова (Никитин, 1955).

Благодаря В. Филиппову и Ю. Садовскому, долгие годы изучавшим и разведывавшим редкометальные пегматиты одного из районов Восточного Казахстана, автор познакомился с теми же явлениями, порой исключительно ясно проявленными в пегматитовых телах этого участка. Все больше примеров развития пегматитов путем изменения первичных гранитов описываются на материалах, полученных в Центральном Казахстане (Дмитриев, 1960 и др.).

Особое место в общей проблеме генезиса пегматитов занимает вопрос о процессах образования письменных гранитов. Раньше большинство геологов считали эти породы прямым доказательством якобы эвтектической кристаллизации «пегматитового расплава». При этом обращалось внимание на следующие особенности письменных гранитов (Г. Розе, А. Брейтхаупт, Г. Рат, Г. Войчах, Ф. Валлеран, А. Ферсман, И. Фогт и др.):

1) кристаллические структуры кварца и полевого шпата находятся в закономерной ориентированности (эпитаксическое срастание);

2) в некоторых случаях наблюдается ориентированность удлиненных тел ихтиоглиптов кварца примерно по нормалям к граням полевого шпата. Каждая система однозначно ориентированных ихтиоглиптов приурочена к отдельным пирамидам нарастания граней полевого шпата;

3) состав письменных гранитов постоянен;

4) ихтиоглипты в некоторых случаях обрываются у определенных плоскостей, не доходя до периферии кристаллов полевых шпатов;

5) рисунок структуры письменного гранита напоминает структуру металлических сплавов, отвечающих по составу эвтектическим смесям.

В противоположность этим аргументам исследователи, предполагавшие, что письменные граниты возникали путем замещения кварцем полевых шпатов (В. Шаллер, К. Ландес, А. Бигден, Д. Бастин, Э. Уолстром, Ф. Дрешер-Каден и др.), сообщали о других фактах строения тех же горных пород:

1) строгая эпитаксия в срастании кварца и полевого шпата отсутствует;

2) ихтиоглипты кварца приурочены к трещинам спайности полевых шпатов;

3) состав пород непостоянен;

4) ихтиоглипты кварца в полевых шпатах часто обрываются не у одной плоскости, а по прихотливому, неправильному контуру;

5) пертиты пересекаются ихтиоглиптами кварца.

Фактический материал, привлекаемый исследователями этих двух групп, крайне противоречив. Вероятно, особенности письменных гранитов изменчивы, и породы эти не являются раз навсегда созданными и постоянными, а преобразуются во времени.

Специальное изучение строения письменных гранитов и деталей генетических взаимоотношений этих горных пород с другими породами пегматитов (Никитин, 1955) действительно вскрыло факты, объективно свидетельствующие об эволюции, изменении во времени особенностей строения письменных гранитов, и об образовании их путем перекристаллизации исходных мелкозернистых гранитных и аплитовых пород.

Рассматривая отдельные крупные блоки письменных гранитов (а они порой достигают нескольких квадратных метров), контуры которых легко устанавливаются по отблеску спайности крупных монокристаллов полевого шпата, часто можно обнаружить, что рисунок письменной структуры не является однообразным во всем объеме монокристалла шпата. Встречаются блоки с мелко- и тонкографическим рисунком письменной структуры, а на этом фоне в них имеются параллельные или пересекающиеся петлеобразные зоны, обладающие крупнографическим рисунком. Эти явления очень типичны и наблюдаются во всех пегматитовых жилах (рис. 48). Часто подобные зоны с укрупненными ихтиоглиптами переходят через несколько соседних блоков письменных гранитов, что убедительно свидетельствует о более позднем возникновении зон, сложенных крупнографическим письменным гранитом.

Во всех этих явлениях как бы взаимного пересечения письменных гранитов, обладающих структурой с разным рисунком, помимо различия размеров ихтиоглиптов часто наблюдается и различие их форм. Например, в массе письменного гранита с ихтиоглиптами карандашевидной формы заключены зоны с ихтиоглиптами более или менее изометрической формы. Среди пластинчатых ихтиоглиптов наблюдаются зоны карандашевидных или изометрических форм и т. д. Прослеживая последовательно участки взаимного пересечения письменных гранитов с разным рисунком их структур, обнаруживаем самую раннюю форму.

Эти своеобразные породы встречаются редко и раньше совсем пропускались. В кристаллах микроклина таких пород заключено множество мелких изометрических или неправильной формы зерен кварца, не обладающих правильной огранкой и не несущих на своей поверхности видимых штрихов (рис. 49).

Описываемая порода, по-видимому, возникла благодаря собирательной перекристаллизации полевых шпатов гранит-аплитов. Мелкие



Рис. 48. Глыба письменного микроклинового гранита, выбитая по спайности микроклина из крупного кристалла. Все вещество микроклина этого образца монокристаллично. Ясно видны петлеобразные зоны укрупненных ихтиоглипт кварца, расположенные в массе тонкографического письменного гранита. Размер образца 40×40 *см*. Мамская провинция, рудник Малый Северный

кварцевые зерна, входившие ранее в состав гранит-аплитов, оказались включенными внутрь разросшихся гигантских порфиробласт полевых шпатов.

Распределение ихтиоглиптов в кристаллах микроклина противоречит идее о приуроченности каждой системы однозначно ориентированных ихтиоглиптов всегда только к определенным пирамидам нарастания граней полевого шпата. Действительно, встречаются образцы, в которых в каждой пирамиде нарастания ихтиоглипты находятся в особом положении. Однако чаще весь объем кристалла (все пирамиды нарастания его граней) заключает одинаково ориентированные

ихтиоглипты. Иногда в разных участках кристалла микроклина две, три и более системы ихтиоглиптов ориентированы различно, вне всякой зависимости от положения их в той или иной пирамиде нарастания граней микроклина. Эти самые обычные и распространенные явления, которые может наблюдать любой исследователь, присмотревшись к рисунку письменных гранитов в их естественных обнажениях, заставляют отказаться от идеи определяющего влияния на положение ихтиоглиптов «закона кристаллографической индукции», проявлявшегося якобы при кристаллизации «пегматитового расплава».

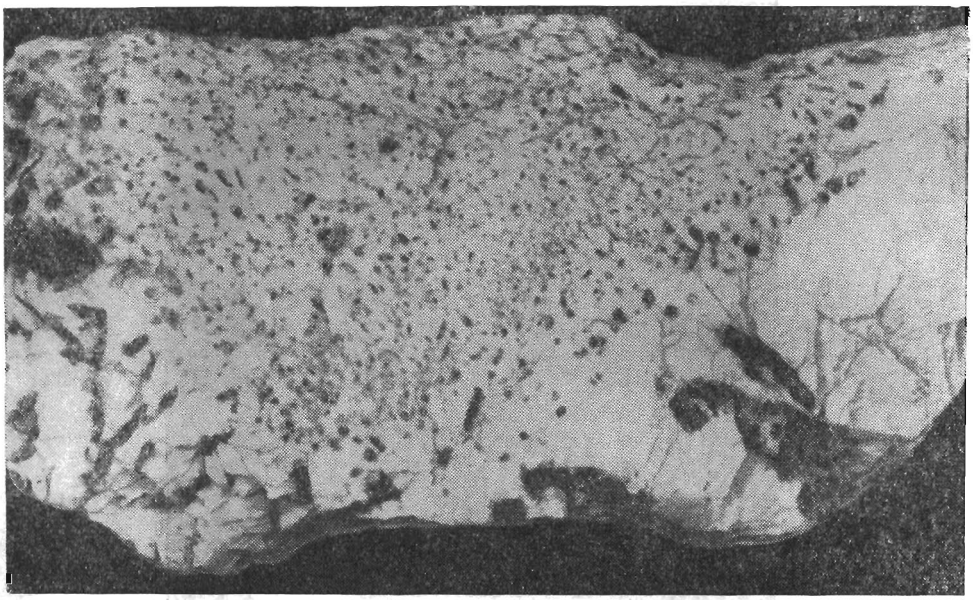


Рис. 49. Кусок монокристалла микроклина, в котором равномерно рассеяны мелкие изометрические зерна кварца (черные), преобразованные в нижней части образца в крупные типичные ихтиоглипты. Мамская провинция. $^1/_3$ нат. вел.

Ни у кого не вызывает сомнения, что на расположение ихтиоглиптов каким-то образом влияет заключающий их полевой шпат. Когда ихтиоглипты имеют форму коротких многогранников или изометрические очертания, трудно объективно уловить сущность этого влияния на создание данных форм и данного положения включений кварца. Гораздо яснее и нагляднее зависимость положения ихтиоглиптов вскрывается в письменных гранитах, где ихтиоглипты обладают формой пластин (рис. 50).

Справедливы ли закономерности ориентировки таких ихтиоглиптов для письменных гранитов с иными формами кварцевых включений? Да, справедливы — в единой системе («стае») параллельных ихтиоглиптов часто видны переходные формы от пластинчатых к карандашевидным, многоугольным, изометрическим и др.

Результаты определения положения пластинчатых ихтиоглиптов в ста образцах письменных гранитов из пегматитовых жил Карелии, Урала и Мамского района представлены на сводной стереографической проекции (рис. 51). Положение плоских ихтиоглиптов в кристаллах микроклина, как видно на рисунке, подчинено определенным позициям. Закономерности распределения становятся ясными, если эту сводную проекцию совместить с проекцией некоторых граней полевого шпата. Отчетливо видно, что ихтиоглипты оказываются уплощенными в плоскостях, примерно параллельных некоторым граням полевого

шпата, а следовательно, параллельных важным плоским сеткам кристаллической структуры шпата.

Однако обнаруживаются и некоторые отклонения плоских ихтиоглиптов от точного совпадения с плоскими сетками структуры шпата. На проекции видно, что отклонения эти не произвольны, а обладают некоторой закономерностью.

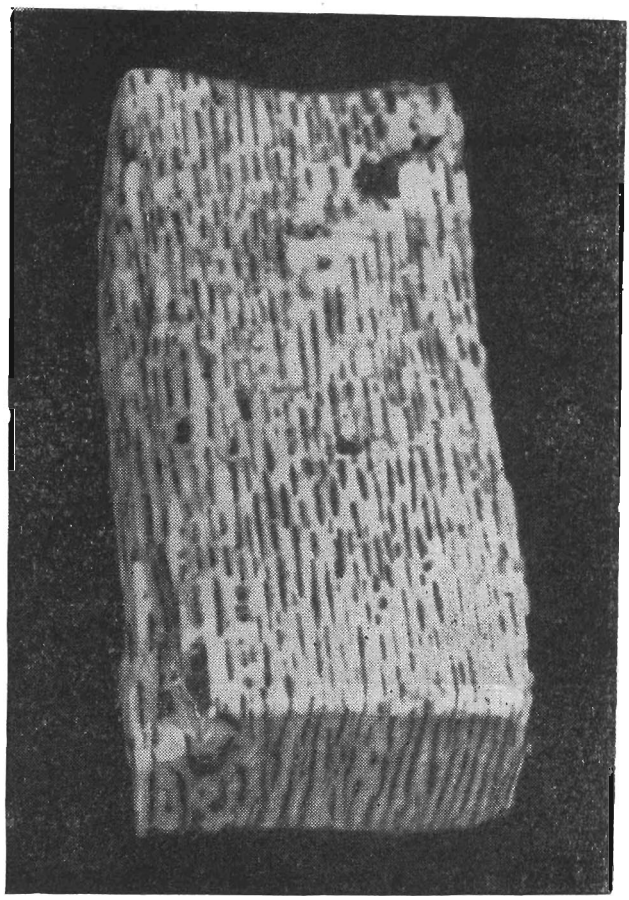


Рис. 50. Микроклиновый письменный гранит с ихтиоглиптами пластинчатой формы. Микроклин во всем образце представлен монокристаллом. К наблюдателю обращена плоскость спайности микроклина по (010); сверху — спайная плоскость по (001). Мамская провинция.

Для определения причины этих отклонений исследовался письменный гранит, в котором плоские ихтиоглипты расположены почти параллельно плоскостям микроклина (001). Сводная проекция измерения положения плоских ихтиоглиптов приведена на рис. 52. Отчетливо видно некоторое отклонение ихтиоглиптов в одну сторону от плоскости (001). На микрофотографиях ориентированных шлифов (параллельно 010), вырезанных поперек ихтиоглиптов, видна ступенчатость формы ихтиоглиптов. Ихтиоглипты оказываются параллельными то плоскости (001), то плоскости другого определенного направления. Измерения показали, что этой второй плоскостью является плоскость (201). Схема, поясняющая особенности формы ихтиоглиптов этого типа, приведена на рис. 53, где видны все особенности строения письменных гранитов.

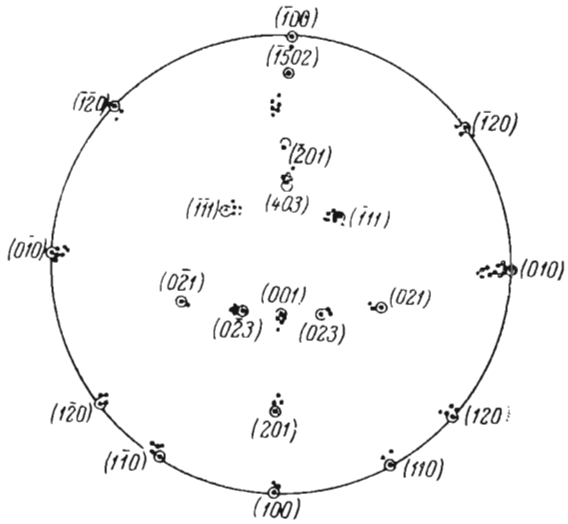


Рис. 51. Гномостереографическая проекция плоскостей уплощения ихтиоглиптов (точки) и некоторых сеток кристаллической структуры полевого шпата (кружки)

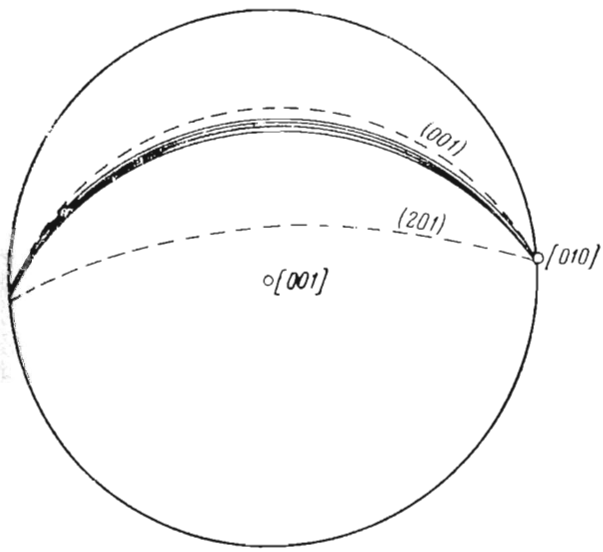


Рис. 52. Граммостереографическая проекция плоскостей уплощения ихтиоглиптов, почти параллельных плоскости (001) микроклина. Сплошные дуги — проекции плоскостей уплощения ихтиоглиптов, пунктирные — проекции граней микроклина

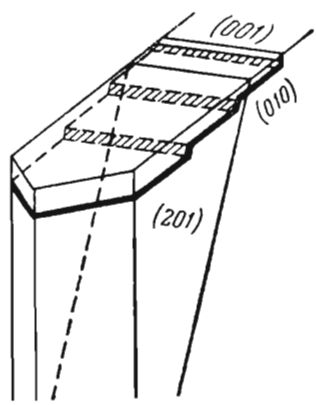


Рис. 53. Формы плоских ихтиоглиптов, ориентированных почти параллельно плоскости (001) микроклина, определяемые системой пересекающихся плоскостей двух направлений — (001) и (201)

Эти особенности были подтверждены и для всех других групп плоских ихтиоглиптов разного расположения. В некоторых случаях форма ихтиоглиптов определяется попеременной параллельностью их не двум, а трем, реже четырем определенным плоским сеткам полевого шпата. Эта ступенчатость формы ихтиоглиптов выражается в наличии на их поверхности так называемой индукционной штриховки (видимой простым глазом или в лупу), которая ранее уже многократно отмечалась в литературе, но объяснялась другой причиной.

Увязывать описанные явления эволюции структур письменных гранитов и закономерности положения ихтиоглиптов, по-видимому, можно только, допустив мысль о преимущественном развитии плоских ихтиоглиптов вдоль определенных плоскостей нарушений сплошности кристаллов полевых шпатов. Эти нарушения сплошности возникли в течение общего длительного процесса преобразования (перекристаллизации) пород. Такими плоскостями нарушения сплошности полевых шпатов в большинстве случаев являются не плоскости хорошо выраженной спайности, параллельные второму и третьему пинакоидам, а иные направления (рис. 54). Известно, что в кристаллических веществах, кроме трещин, вдоль плоскостей спайности образуются нарушения сплошности кристаллов, возникающие в связи с явлениями скольжения при воздействии на кристаллы давления. Эти нарушения ориентированы в кристаллах иначе, чем трещины, развитые вдоль плоскостей спайности; они получили название отдельностей. В условиях формирования пегматитовых жил естественно ожидать, что деформация кристаллов полевых шпатов под влиянием давления будет реализоваться прежде всего именно по трещинам отдельности.

Если достоверно предположение о возможном наличии в полевых шпатах плоскостей скольжения, приводящих далее к соответствующему нарушению их сплошности, то к этим плоскостям нарушения полевых шпатов должны быть приурочены минералы, образующиеся в шпатах типичным метасоматическим путем. Действительно, внутри блоков письменных гранитов часто встречаются возникшие таким путем мелкие листоватые кристаллы биотита и мусковита. Они ориентированы так же, как и плоские ихтиоглипты кварца.

Допустив, что плоские ихтиоглипты приурочены к системе плоскостей нарушения сплошности кристаллов, легко понять и причины разнообразия положения ихтиоглиптов внутри этих кристаллов. Если тектоническое давление вызвало нарушение сплошности микроклина по единой параллельной системе плоскостей, то все ихтиоглипты в кристалле располагались параллельно друг другу. Если же в разных участках в кристаллах микроклина возникали трещины различной ориентировки (на периферии или в центральной части кристалла), ихтиоглипты приобретали соответственно различное положение вне всякой зависимости от пирамид нарастания граней микроклина.

Итак, рассмотренные особенности строения письменных гранитов и явления эволюции структур этих пород позволяют наметить следующую последовательность процессов их образования.

1. Вначале разрастаются порфиробласты полевого шпата в массе исходных зернистых пород типа гранитов или гранит-аплитов. Мелкие зерна кварца, входившие ранее в состав исходных пород, захватываются внутрь крупных порфиробласт микроклина. Возникают своеобразные породы с макропойкилитовой структурой (см. рис. 49).

2. Под влиянием тектонического давления порфиробласты микроклина испытывают деформацию. Благодаря явлениям скольжения и отчасти раскалывания по плоскостям спайности в шпатах возникает густая сеть плоскостных нарушений сплошности. Кварц дробится, гранулируется. По системе нарушений сплошности внутрь порфиробласт микроклина проникают растворы. Часть мельчайших зерен кварца ока-

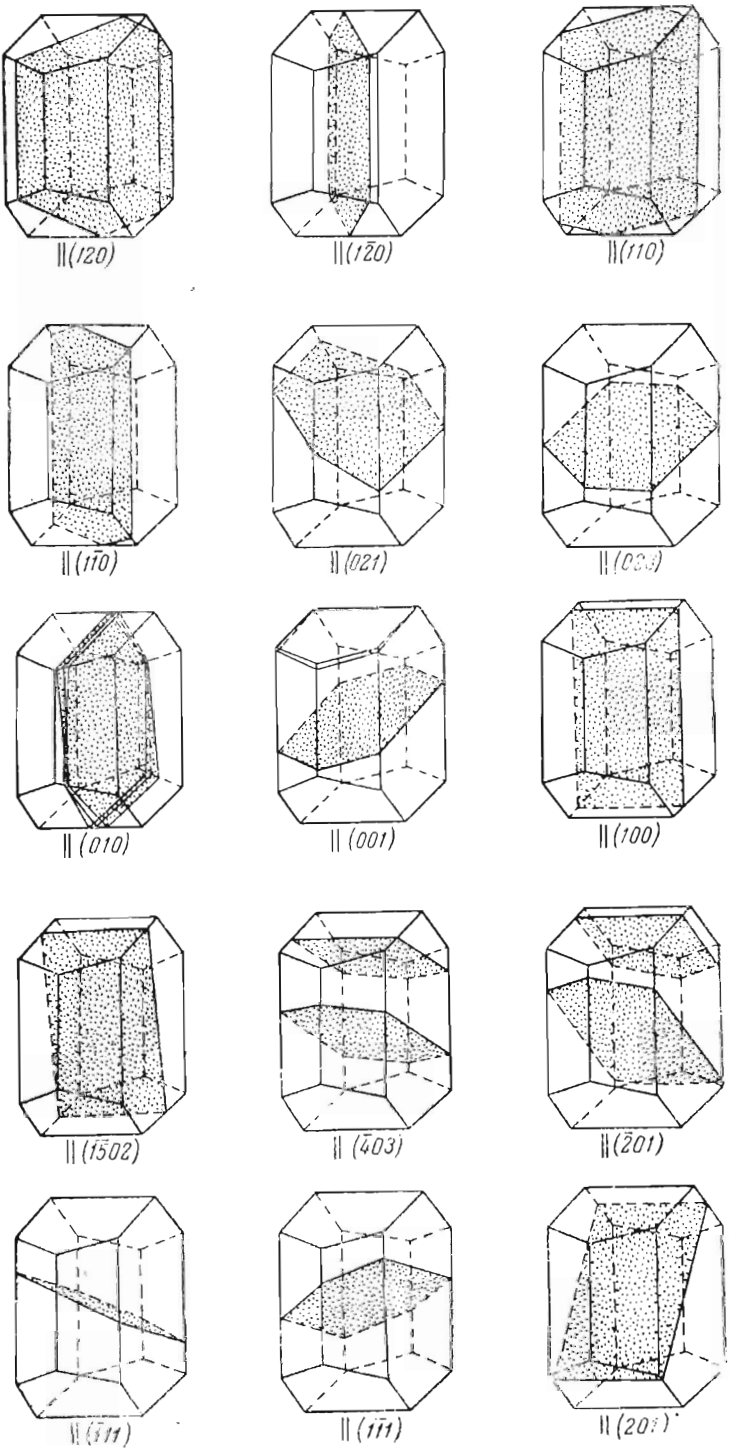


Рис. 54. Закономерность расположения плоскостей уплощения ихтиоглиптов (крапленые плоскости) в кристаллах микроклина

ывается удовлетворяющей законам эпитаксии с микроклином, главная же масса их находится в произвольном положении. Растворимость последних, естественно, окажется несколько большей по сравнению с зернами кварца непроизвольного положения. Развиваются явления собирательной перекристаллизации. Кварц, находящийся в произвольном положении, растворяется; зерна его, удовлетворяющие законам эпитаксии, разрастаются. Это сопровождается соответствующим переотложением вещества полевого шпата. Рост кварцевых зерен происходит преимущественно вдоль трещинок нарушения сплошности микроклина. Возникают типичные письменные граниты с плоскими, досковидными ихтиоглиптами (см. рис. 50). Количественное соотношение полевого шпата и кварца остается постоянным.

3. При дальнейшем развитии процессов собирательной перекристаллизации новые тектонические давления подновляют прежние системы нарушения сплошности микроклина или вызывают возникновение новых систем. В первом случае происходит дальнейшее укрупнение рисунка той же структуры. Ихтиоглипты обнаруживают тенденцию к приобретению все более изометрических очертаний. Они сохраняют прежнюю закономерность эпитаксической ориентировки и проходят через серию промежуточных форм. Если ориентированность новой системы нарушений сплошности микроклина не совпадает с прежней, то происходит рост крупных ихтиоглиптов, тела которых расположены иначе.

4. При дальнейшем развитии процессов преобразования пород вещество кварца все более сегрегирует. Оно накапливается или в некоторых местах внутри кристаллов микроклина, или мигрирует вообще за пределы полевого шпата в область стыков разных кристаллов микроклина. Часть создающихся при этом обособлений кварца уже не находится в эпитаксии с микроклином. Соотношение в количестве кварца и микроклина в отдельных участках породы изменяется в неограниченных пределах.

В зависимости от типа нарушения сплошности кристаллов микроклина — тех каналов, по которым происходила миграция веществ, — возникают разнообразные формы контуров участков микроклина, очищенного от ихтиоглиптов. Иногда наблюдается обрыв ихтиоглиптов по контуру почти ровной поверхности (почти плоскости). Это те примеры, которые вызвали, как говорилось выше, особый интерес И. Фогта. Во многих других случаях очищенные от ихтиоглиптов участки полевого шпата имеют лапчатые очертания или контур, очень прихотливо изгибающийся (Э. Уолстром). Однако оба эти типа контуров нельзя противопоставлять друг другу. Образование их вызвано единой генетической причиной, и различие форм является следствием только разного вида систем нарушения сплошности микроклина — разного рисунка каналов, послуживших путями перемещения мигрировавшего из этих участков вещества кварца.

В связи с таким представлением о генезисе письменных гранитов становится понятной причина расположения отдельных блоков этих пород и цепей блоков прямо в граните и гранит-аплите. Здесь они являются типично бластическими образованиями.

В пегматитах, помимо описанных так называемых «классических» письменных гранитов, встречаются породы и с иным рисунком структуры. В них образования кварца имеют вид «елок», дендритовидных скелетов и радиальнолучистых форм. Породы с подобными рисунками структур часто наблюдаются в образованиях, возникавших в процессах последовательного изменения письменных гранитов классического типа (Никитин, 1957). Они особенно часты в горных породах пегматита сег-

регационной структуры[1]. Письменные граниты с таким причудливым рисунком структуры, широко распространенные в некоторых редкометальных пегматитах и в пегматитах «камерного» типа, описаны С. Дмитриевым (1960), Д. Рундквистом (1963), И. Бакуменко и др. Сообщаемые ими факты убедительно свидетельствуют о том, что письменные граниты такой структуры не являются продуктами первичной магматической кристаллизации, а возникали при перекристаллизации пород, возможно сопровождавшейся еще и кварцевым метасоматизмом. На территориях пегматитовых полей Казахстана небольшие зонки и линзовидные участки таких пород известны прямо в гранитах (устное сообщение Б. Эфроса, много лет изучавшего эти пегматиты). И. Бакуменко и Д. Рундквист показали, что специфические формы кварца в письменных гранитах этого типа обусловлены различным сочетанием вершинных, реберных и гранных форм роста кварца (И. Шафрановский).

Отчетливо устанавливается определенная последовательность в возникновении различных горных пород пегматитов (В. Никитин). Вначале исходные гранит-аплиты и граниты преобразуются в письменные граниты, затем в породы сегрегационной структуры, позднее в них выделяются все более крупные обособления мономинеральных полевых шпатов (зоны блокового строения) и кварца — возникают породы пегматоидной структуры и скопления масс сливного кварца. В особых, сравнительно редких случаях в последнем периоде развития этого ряда преобразований имеет место явный вынос части минеральных веществ. Вследствие этого в пегматитовых телах в зонах развития пород пегматоидной структуры возникали полости (занорыши), на стенках которых располагались хорошо образованные кристаллы полевых шпатов и кварца. Автор наблюдал эти явления в пегматитах Мамской провинции (очень миниатюрные) и в районе Мурзинки (Урал). Эти занорыши отличаются от всех остальных типов занорышей тем, что при их формировании полевые шпаты кристаллизуются, а не подвергаются разрушению. Назовем эти занорыши первым типом, о других типах речь пойдет дальше.

Превращение горных пород, обладающих одной структурой, в породы другого строения свидетельствует, что физико-химические условия во времени изменялись. Для каждого периода процесса типично возникновение горных пород определенного строения.

Однако обрисованная последовательность возникновения горных пород пегматита наблюдалась не всегда. Часто отдельные звенья этой цепи выпадали и прямо в гранит-аплитах развивались крупные блоки полевых шпатов и кварца, или непосредственно в исходных мелкозернистых породах возникали гнезда, зоны и сеть зон пород гигантокристаллической пегматоидной структуры. Иногда преобразование гранитов и гранит-аплитов останавливалось на возникновении в них гнезд и зон письменных гранитов.

Все эти варианты преобразования пород наблюдаются в одном и том же гранитном теле, часто в непосредственной близости друг к другу. Это показывает, что процессы преобразования пород развивались не под влиянием растворов, имевшихся здесь же в порах исходных гранитов и гранит-аплитов, а протекали в основном при участии растворов, наложенных на данные участки гранита — растворов, вошедших в места преобразования пород по системе тектонических трещин и зон повышенной пористости. Наложение трещинной текто-

[1] Горными породами сегрегационной структуры целесообразно называть породы, возникающие в качестве промежуточных образований в процессах переработки классических письменных гранитов в породы пегматоидной структуры. В литературе такие породы именуются по-разному: неясно графические, псевдографические, апографические или просто переходные.

ники на горные породы всегда пространственно локализовано. При повторных напряжениях узор трещиноватости и зон повышенной пористости мог либо подновляться, либо возникать в новых местах. В первом случае растворы функционировали длительное время в одних и тех же участках и здесь последовательно формировались все разновидности горных пород пегматита. Во втором случае формировалась только та разновидность пород, возникновение которой соответствовало ограниченным физико-химическим условиям, сохранявшимся некоторый отрезок времени. Такая трактовка подтверждается тем фактом, что в пегматитах, составленных всеми разновидностями пород, более ранние из них деформированы сильнее. Например, часто микроклин в письменных гранитах деформирован и блокирован гораздо сильнее, чем микроклин в породах пегматоидной структуры.

Таким образом, фактический материал подтверждает непосредственную зависимость течения процессов перекристаллизации от предварительной тектонической проработки соответствующих участков пород, подвергавшихся преобразованию. Именно этот фактор — тектоническая проработка — определяет тип текстур пегматитов. Если растворы из главной зоны своей инфильтрации по системам пор проникали в граниты одинаково в обе стороны от этой зоны, то возникали пегматиты с правильно зональной текстурой, давно и подробно описанной в литературе. В случае главной инфильтрации растворов по двум параллельным и сближенным зонам и пропитывания гранита, разделявшего эти зоны, образуются пегматиты с обратной зональностью. В таких пегматитовых жилах вблизи контактов обособляются массы сливного кварца, а в центре пегматита остаются почти неизмененные граниты; между кварцевыми массами и срединными почти неизмененными гранитами располагаются, стандартно сменяя друг друга, все промежуточные зоны. Если проникновение растворов от главной зоны фильтрации в глубь гранитов осуществлялось преимущественно в одну сторону от зоны, возникали пегматиты с асимметрично зональной текстурой.

Та же главная причина обусловила образование пегматитов со всеми другими типами текстур (рис. 55).

Идея о фильтрации преобразующих растворов в течение процессов перекристаллизации пород пегматита, высказанная Д. Коржинским в 1937 г., получает подтверждение в том, что на вещественный состав продуктов перекристаллизации вполне определенное влияние оказывают горные породы, подстилающие пегматиты. Эта зависимость ясно обнаруживается на примере пегматитов сравнительно небольших размеров, залегающих в толще метаморфических пород (Никитин, 1955) Например, для пегматитовых тел Карелии установлено, что при подстилании их гнейсами плагиоклазового состава (жилы могут залегать в любых породах) в каждом последующем продукте перекристаллизации возрастает количество плагиоклаза и снижается общее содержание микроклина. Вместе с этим в пегматитовых телах создается отчетливая вертикальная зональность. Корни жил почти полностью лишены микроклина, последний в больших количествах сконцентрирован в верхней трети жил (В. Карский, А. Толстой).

В несколько ином аспекте о влиянии состава подстилающих пород на вещественный состав карельских пегматитов писал в 1940 г. Г. Бунтин. Аналогичный тип вертикальной зональности имеет место и в ряде слюдоносных пегматитов Мамской провинции. Здесь они залегают в мощной толще плагиоклазовых гнейсов. В случае, если пегматиты подстилаются гнейсами, богатыми микроклином, как это имеет место в некоторых районах Карелии, жилы богаты микроклином во всех своих частях.

В ряде пегматитов Карелии, Мамской провинции, Урала, Казахстана и других областей встречаются ксенолиты боковых горных по-

род. Иногда они расположены прямо среди пегматита гигантокристаллического строения. Возникает вопрос — каким образом могли сохраниться эти остроугольные куски гнейсов, когда вокруг них породы пегматита оказались столь интенсивно преобразованными? Почему перекристаллизации не подверглись гнейсы, по вещественному составу почти тождественные пегматиту? Аналогичный вопрос возникает и

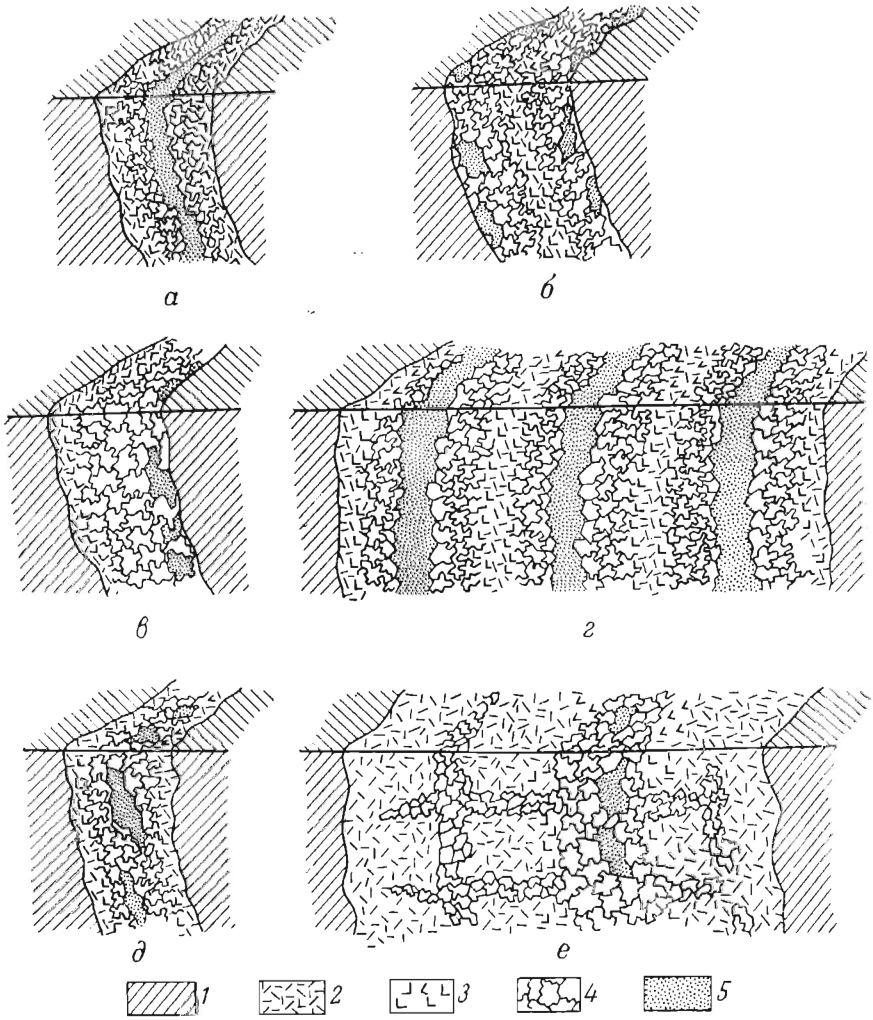


Рис. 55. Типы текстур пегматитов

а — правильно-зональная; *б* — обратно-зональная; *в* — асимметрично-зональная; *г* — полизональная; *д* — участково-зональная; *е* — ячеисто-зональная
1 — вмещающие породы; *2* — гранитные, гранит-аплитовые породы; *3* — письменные граниты; *4* — крупнокристаллические полевошпатовые породы; *5* — сливной кварц

в связи с тем, что гигантокристаллические пегматиты порой по достаточно резкому контакту соприкасаются с боковыми породами. Вероятно, эти явления обусловлены тем, что в таких случаях определяющую роль сыграла различная пропускаемость пород.

Все исследователи (вне зависимости от принадлежности их к различным научным школам) считают, что образование пегматитов происходило вслед за общей кристаллизацией материнских гранитов. В первые периоды дальнейшего охлаждения благодаря неравномерному сжатию полевых шпатов и кварца неизбежно должна была возникнуть повышенная пористость гранитов. В последние годы вопрос о вероят-

ных пределах сжатия гранитов при их охлаждении, как известно, был строго проанализирован в ряде работ Ю. Долгова (1965). Он обращает внимание на то, что наиболее интенсивное возникновение пор и трещин в гранитах следует ожидать при охлаждении их примерно до 500° С (рис. 56).

Это вполне соответствует представлениям о температурах, при которых развивались главные стадии процессов перекристаллизации пород пегматита (Никитин, 1955). Именно в таком состоянии общей повышенной пористости и трещиноватости граниты должны были особенно чутко реагировать даже на сравнительно слабые тектонические напряжения, благодаря чему и создавалась система, подготовленная к развитию в ней процессов перекристаллизации. Состояние вмещающих гнейсов было совершенно иным. Как породы более холодные по сравнению с охлаждавшимися гранитами, гнейсы выступают в форме достаточно консолидированной и несомненно менее пористой массы, вследствие чего они слабо вовлекались в процессы перекристаллизации. Однако в особых широко известных случаях при достаточно интенсивной тектонической проработке гнейсов и они могли быть охвачены перекристаллизацией.

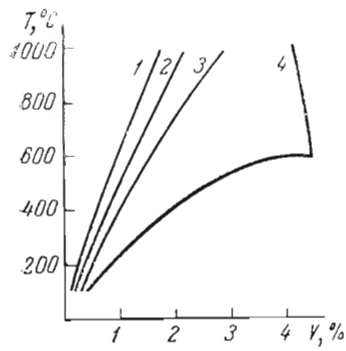


Рис. 56. График температурного расширения (сжатия) главных породообразующих минералов гранитов. *По Ю. Долгову* (1965)

1 — плагиоклаз; *2* — калиевый полевой шпат; *3* — амфиболы и пироксены; *4* — кварц

В пегматитах Мамской провинции наряду с ксенолитами гнейсов, не затронутых преобразованием, часто имеются и полностью преобразованные ксенолиты. В контактах (особенно висячих) с межпластовыми залежами гранит-пегматитов в гнейсах часто сильно развиты явления перекристаллизации. Те же факты известны в пегматитах Карелии и других областей.

Таким образом, обнаружено множество явлений, свидетельствующих, что при возникновении пегматитов главенствующая роль принадлежала растворам и предварительной тектонической проработке пород. Растворы вызывали перекристаллизацию, а тектоническая проработка создавала условия для инфильтрации растворов из глубины.

Вместе с этим, в зависимости от влияния состава фильтрующихся растворов при процессах перекристаллизации, происходит иногда некоторое изменение валового вещественного состава преобразовывавшихся пород, которое может быть незначительным или же более ощутимым. Поэтому целесообразно весь вышеописанный период формирования пегматитов именовать стадией существенной перекристаллизации. Вслед за ней в пегматитах развиваются процессы типично метасоматического минералообразования.

Стадия образования в пегматитах метасоматических минералов

Альбитизация

Альбитизация в той или иной форме проявлена во всех пегматитах. Иногда она развита слабо и обнаруживается с трудом, в других пегматитах, как, например, во многих редкометальных, охватывает очень большие объемы пегматитовых тел.

Известно, что альбитизация пород пегматитов развивалась в течение нескольких периодов повторно. Главная, наиболее массовая альбитизация пород пегматита происходила после возникновения крупнокристаллических слюд и до образования в жилах редкометальных минера-

лов (Никитин, 1957, 1959). Последующие генерации альбита возникали позднее ряда редкометальных минералов.

Процессы альбитизации обычно охватывают тела пегматитов неравномерно. Известны крупные пегматитовые жилы, разные участки

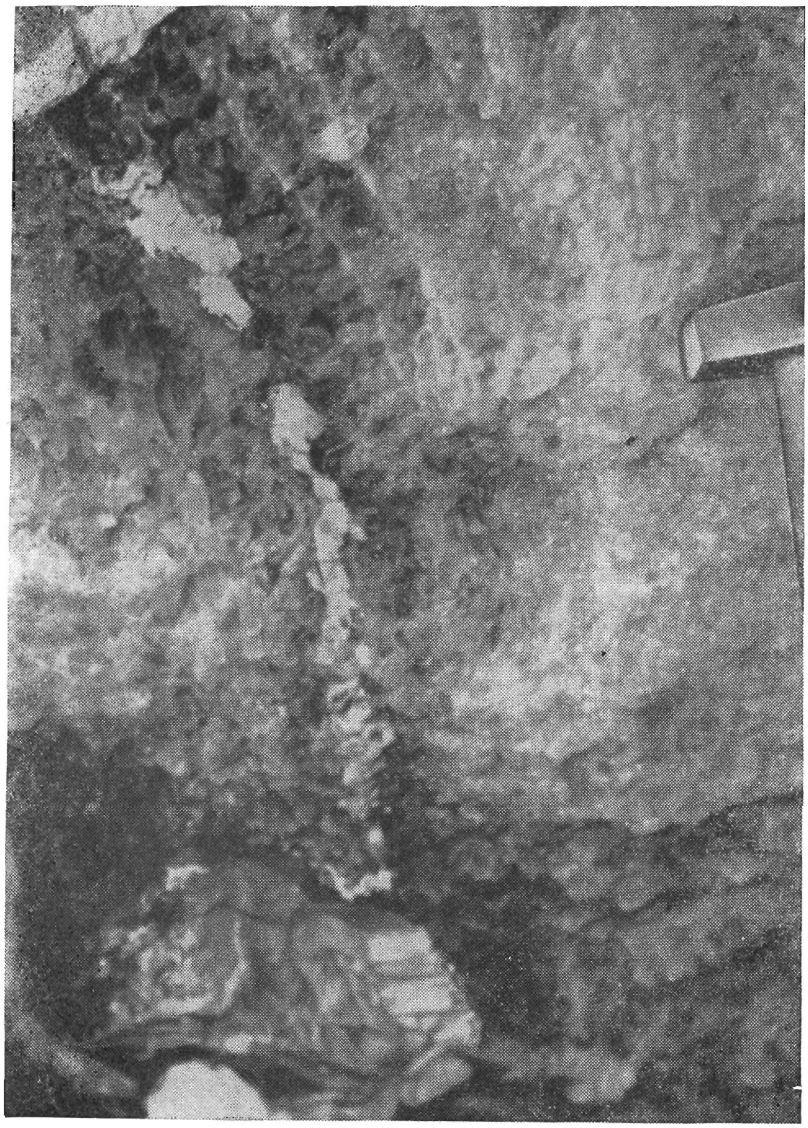


Рис. 57. Линейная зона альбитизации, развитая в сливном кварце. Мамская провинция, рудник Малый Северный.

которых подверглись альбитизации крайне неравномерно. Альбитизация охватывает жилы зонами (рис. 57) или сетью зон, встречаются и пегматиты, почти целиком подвергнутые интенсивной альбитизации.

Совершенно несомненно (и это является почти единодушным мнением исследователей), что процессы массовой альбитизации охватывают все ранее рассмотренные породы пегматитов, в том числе и зоны сливного кварца. Есть и прямые доказательства того, что процессам альбитизации предшествовали энергичные тектонические напряжения. В массе сильно деформированных и метаморфизованных полевых шпа-

тов и кварца развиты метасоматическим путем изящные и вполне сохраненные агрегаты альбита (клевеландита).

Факты замещения кварца альбитом указывают на явный вынос в этот период из пегматитовых тел части кремнезема. Это подтверждается возникновением полостей растворения, порой встречающихся в кварцевых массах и других горных породах пегматитовых жил. В стенках таких полостей расположены эффектные друзы пластинчатых кристаллов альбита. Эти полости в телах пегматита назовем занорышами второго типа. Типичным признаком их служит разрушение и замещение микроклина и олигоклаза, развитие метасоматического альбита за счет этих минералов и кварца.

Массовость проявления альбитизации, распределение скоплений альбита иногда в виде сетки зон, пересекающей все породы пегматита, явный вынос из жил части кремнезема достаточно убедительно свидетельствуют об общей наложенности явлений альбитизации на тела пегматитов. Все эти факты совершенно не согласуются с предположением некоторых исследователей о том, что процессы альбитизации развивались под влиянием реагентов, якобы находившихся в межзернистых порах в самых пегматитах.

По вопросам генезиса крупнокристаллических слюд, редкометальных минералов, крупных кристаллов горного хрусталя и всей серии так называемых акцессорных минералов мнения исследователей расходятся. Многие исследователи до сих пор считают, что в пегматитах имеется множество генераций целого ряда редкометальных минералов; каждая из них якобы возникала синхронно с формированием зон горных пород того или иного строения.

Трудности в расшифровке истинных особенностей генезиса всех этих минералов возникают потому, что форма нахождения их в пегматитовых телах очень многообразна. Места в жиле, где они расположены, структура вмещающих пород, морфологические особенности кристаллов, парагенетические ассоциации и другие признаки бывают самыми различными.

Они встречаются и вблизи зальбандов, и в срединной части жил. Кристаллы бывают расположены в породах пегматита всех структурных разновидностей: гранитных и аплитовых, сегрегационных, пегматоидных, а также в гнездах, блоках и зонах мономинеральных полевых шпатов и кварца. Во всех этих породах встречаются разобщенные кристаллы, их сростки и даже отдельные гнезда и зоны кристаллических агрегатов. В одной и той же жиле иногда имеются кристаллы одного и того же минерала, отличающиеся друг от друга химическим составом и свойствами.

В связи со спорностью всех этих вопросов рассмотрим серию фактов, способствующих объективному их разрешению.

Возникновение крупнокристаллических слюд

Генезис крупнокристаллических слюд долгое время был предметом оживленной дискуссии. Многообразие форм кристаллов слюды уже давно наталкивало исследователей на мысль о том, что слюда в пегматитовых жилах, по-видимому, образовывалась в течение нескольких стадий общего процесса формирования жил, т. е. что в пегматитах имеется несколько генераций слюды.

Многие исследователи, подметив, что кристаллы слюды, расположенные в разных структурных зонах пегматита, обладают различной формой, брали в качестве определяющего генерацию признака место нахождения слюды в жиле, структурные особенности пород, заключающих слюду. Так, в частности, поступали и те геологи, по мнению которых слюда образовалась прямо из пегматитового расплава или воз-

никла в местах взаимодействия части расплава, оставшейся в жиле еще жидкой, с уже затвердевшими боковыми стенками. Принимая это положение, им приходилось слюду, расположенную в каждой из структурных зон пегматита, выделять в особую возрастную генерацию.

Н. Петровская, например, таким образом установила в пегматитах Мамско-Витимского района следующие пять генераций крупнокристаллических слюд (Ферсман, 1940):

1) лейсты биотита, образованные в «графическую геофазу» кристаллизации расплава (располагаются в зонах письменного гранита);

2) таблитчатый мусковит и лейсты биотита «эпиграфической геофазы» кристаллизации расплава (находятся в зонах неясно-графического пегматита);

3) мусковит и пластинчатый биотит «пегматоидной геофазы» кристаллизации расплава (заключенные в пегматите пегматоидной структуры);

4) мусковит «пневматолитовой геофазы» (в кварц-мусковитовом комплексе);

5) зеленый мусковит по трещинам.

Для того чтобы выяснить, можно ли вообще считать определяющими особенностями генерации слюды положение ее кристаллов в жиле, форму кристаллов и структуры вмещающих кристаллы пород автор в течение ряда лет специально исследовал многие пегматитовые жилы в различных слюдоносных районах СССР. При этом обнаружилось, что все разновидности крупнокристаллических слюд (за исключением мусковита в кварц-мусковитовом комплексе), встречающиеся в жилах, не всегда приурочены только лишь к одной какой-либо структурной зоне пегматита. Кристаллы слюды одной и той же генерации очень часто переходят из одной структурной зоны жилы в другую. Такой переход в ряде случаев сопровождается изменением формы кристаллов. Особенно отчетливо эти явления обнаруживаются, когда кристаллы группируются в отдельных участках жилы в виде цепочек или полос в пегматите, в той или иной степени обогащенных ими (Никитин, 1953).

Рассмотрим несколько примеров.

Пример 1. Во многих пегматитовых жилах встречается широко распространенный листоватый и пластинчатый крупнокристаллический биотит, форма кристаллов которого различна. В породах письменной структуры преобладают лейстовидные кристаллы, часто образующие сростки дендритовидной формы. Изредка здесь встречается тонколистоватый биотит, имеющий в плоскости уплощения изометрические очертания. И те и другие кристаллы чаще бывают небольшой и средней величины. В мономинеральных зонах полевых шпатов, пегматите пегматоидной структуры и кварцевых гнездах преобладают листоватые и таблитчатые кристаллы биотита, реже встречаются лейстовидные формы; кристаллы биотита достигают здесь громадных размеров.

На первый взгляд здесь приводятся два специфических типа биотита, вводивших раньше в заблуждение исследователей. Они высказывали мысль о сингенетической связи каждого из этих типов биотита с определенной структурной зоной жилы, что и послужило основанием к отнесению этих биотитов к разным генерациям слюд.

Однако если приглядеться внимательнее, то почти в каждой жиле можно найти места, в которых отчетливо видны переходы кристаллов биотита из одной структурной зоны пегматита в другую. Особенно наглядно это обнаруживается, когда кристаллы располагаются цепочкой, направленной косо или поперек структурных зон. Подобные случаи часто наблюдаются в жилах всех слюдоносных районов (рис. 58, 59). В зоне пород пегматоидного сложения кристаллы биотита имеются только в участках, расположенных на продолжении полосы обогащения

биотитом письменных гранитов и других соседних пород (см. рис. 58), т. е. участки обогащения биотитом во всех соседних структурных зонах определенно и четко ложатся в одну общую полосу, пересекающую все эти зоны. В кристаллах биотита, заключенных во всех структурных зонах пегматита, изредка встречаются реликты окружающих их минералов. Они чаще имеются в биотите, расположенном в письменных гранитах и гранитных породах.

В ряде жил производилось массовое определение элементов залегания лейст и пластинок биотита. Оказалось, что главная масса их ориентирована в жиле примерно в двух или трех определенных направлениях. Если учесть, что кристаллы биотита заключены в самых разнообразных породах жилы и все же значительная часть из них ориен-

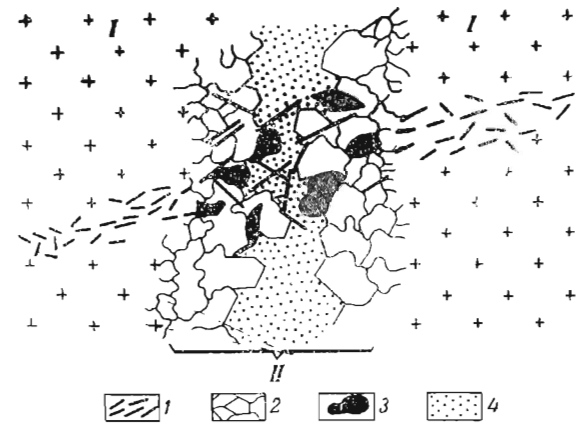


Рис. 58. Зарисовка забоя. Полоса обогащения пегматита биотитом пересекает различные структурные зоны жил. От характера пород изменяется облик расположенных в них метакристаллов биотита. Северная Карелия

I — лейстовидные метакристаллы биотита; *2* — крупные кристаллы полевого шпата и кварца; *3* — большие, тонкие листы биотита; *4* — кварц осевой части *I* — пегматит гранитного сложения; *II* — гигантокристаллический пегматит пегматоидного сложения

тирована во всех породах примерно одинаково, то станет очевидным, что единственной причиной такого преобладающего положения кристаллов является более или менее постоянное расположение трещиноватости пород, вдоль которой происходило преимущественное разрастание кристаллов.

Форма кристаллов биотита, расположенных в одной и той же обогащенной им полосе, рассекающей пегматит различных структур, изменяется в зависимости от характера пород, а для определенной структурной зоны жилы является довольно постоянной или во всяком случае преобладающей.

Следовательно, форма кристаллов биотита определенным образом зависит от физических особенностей пород, в которых метасоматическим путем разрастались его кристаллы. Хорошо известно, что наиболее хрупкими породами пегматитовых жил являются породы пегматоидной структуры и соприкасающиеся с ними мономинеральные гигантокристаллические полевые шпаты. Поэтому преимущественно именно здесь возникала наиболее интенсивная трещиноватость, пористость и создавалась обстановка, благоприятная для равномерного поступления растворов к растущему кристаллу биотита. В более прочных письменных гранитах, породах сегрегационной структуры, гранитах и аплитовидных породах трещиноватость проявлена слабее. Среда там менее благоприятна для роста кристаллов, равномерного подхода растворов ко всем граням кристалла, и вследствие этого образуются лейсты, а иногда и дендритовидные формы (рис. 60).

Таким образом, описанные особенности тонколистоватого биотита с несомненностью свидетельствуют о следующих фактах: 1) листоватый и таблитчатый биотит образован позднее создания основных структурных зон пегматита, так как полосы пород, обогащенных биотитом, пересекают все эти зоны и в кристаллах биотита находятся реликты

окружающих минералов; 2) кристаллы листоватого биотита, расположенные в различных структурных зонах пегматита, принадлежат к одной генерации, но характеризуются разной формой. Форма кри-

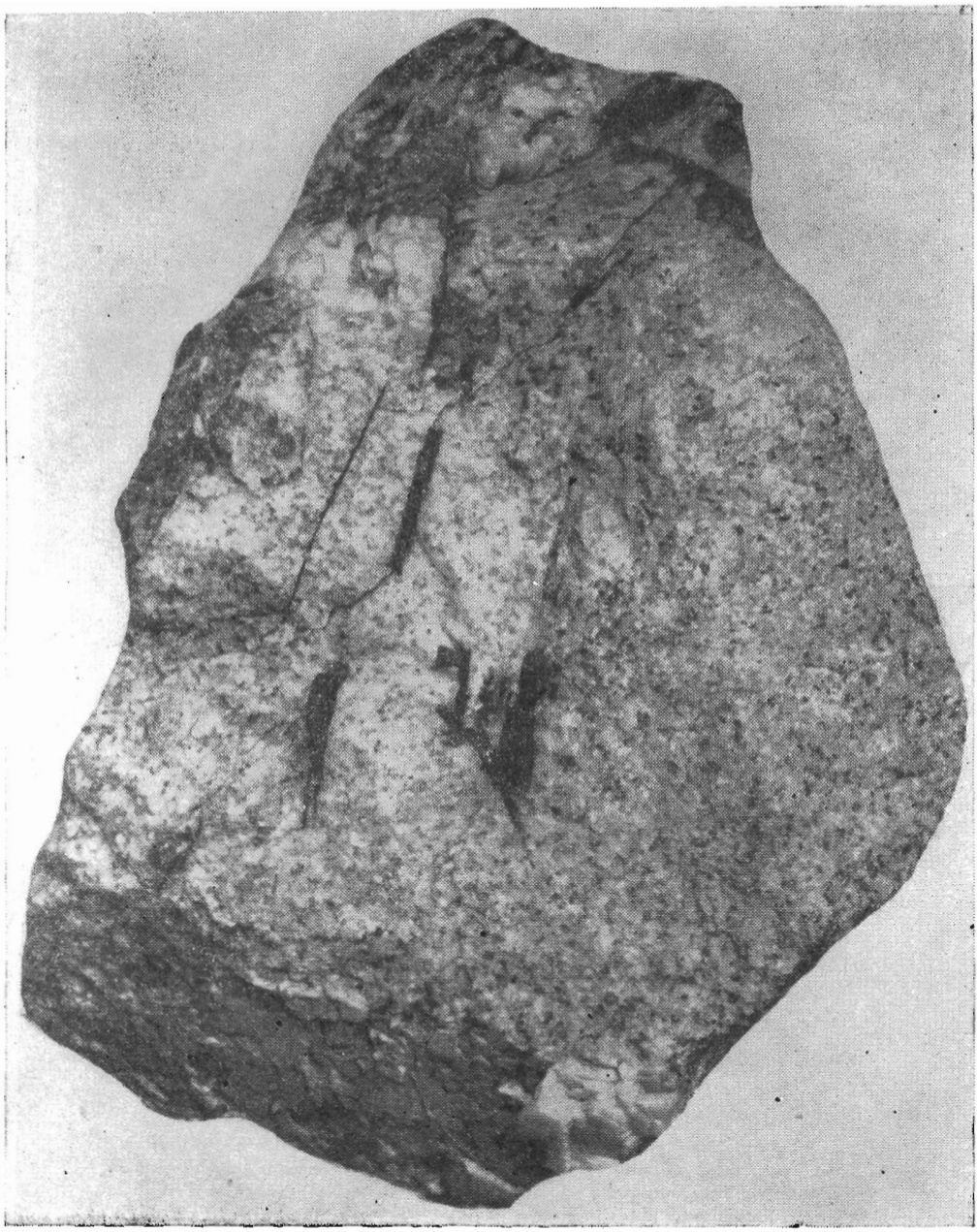


Рис. 59. Метакристаллы биотита расположены цепочкой вдоль волосной трещины в мелкозернистой гранитной массе пегматитового тела. Мамская провинция, рудник Колотовка. $^3/_4$ нат. вел.

сталлов биотита определяется специфическим влиянием среды пород, в которых они разрастались.

Пример 2. В слюдяных пегматитах крупные кристаллы мусковита часто встречаются в участках жил, имеющих пегматоидное сложение

(так называемая «пегматоидная слюда»). Большинство из них имеет несколько клиновидную форму, которая хорошо видна, если смотреть параллельно плоскости спайности слюды. Общий облик кристаллов изометрический или таблитчатый, кристаллы часто обладают видимой зональностью. В пегматите пегматоидной структуры встречаются раз-

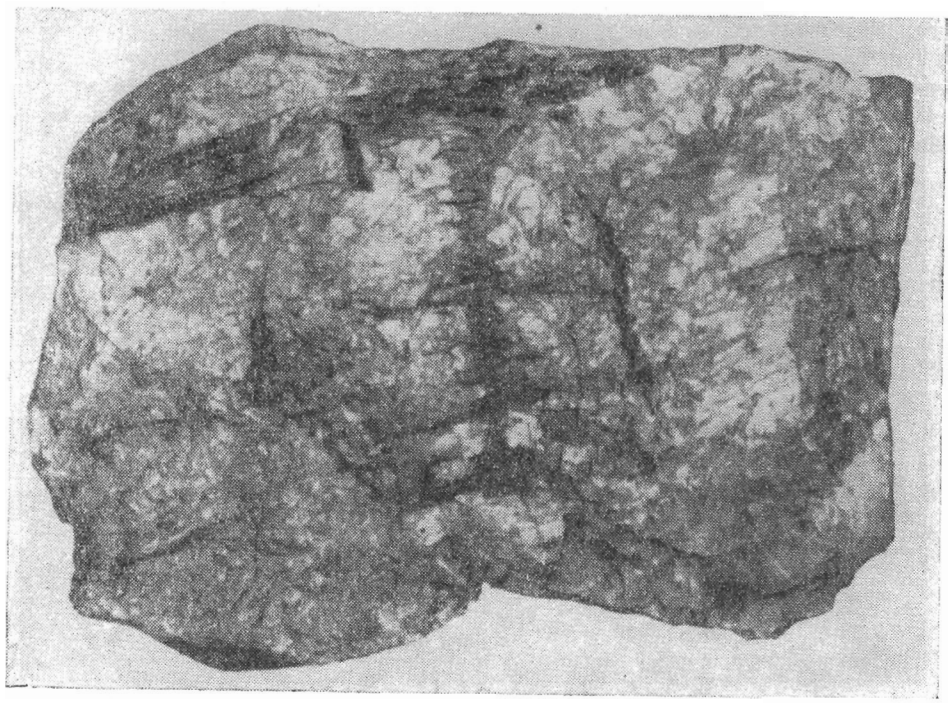


Рис. 60. Крупный листоватый метакристалл биотита (черное), заместивший, преимущественно вдоль трещин, гигантокристаллический пегматит. Северная Карелия. $^4/_5$ нат. вел.

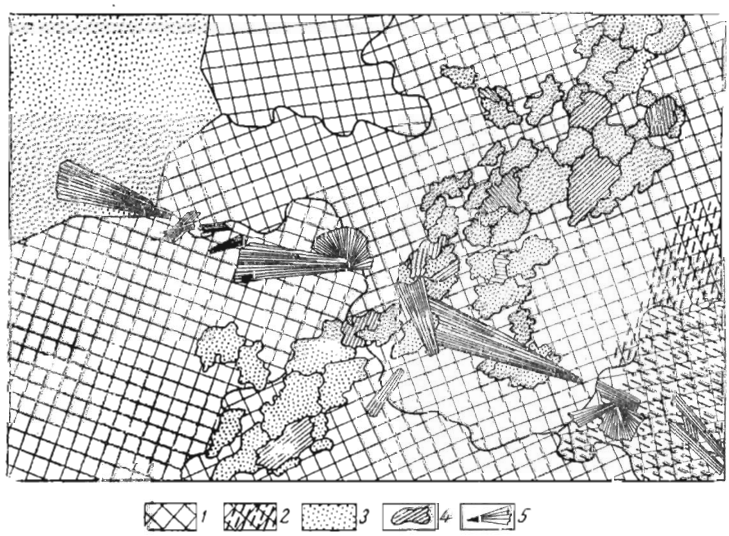


Рис. 61. Метакристаллы мусковита расположены вдоль волосной трещины, рассекающей пегматит различной структуры. Северная Карелия, месторождение Полубояры

1 — крупные монокристаллы полевых шпатов; *2* — письменный гранит; *3* — кварц; *4* — кварц-мусковитовый комплекс; *5* — метакристаллы мусковита

общенные кристаллы или их сростки разной формы. Бо́льшая часть мусковита размещена здесь в области соприкосновения крупных обособлений полевых шпатов и сливного кварца. Некоторые кристаллы мусковита находятся между кварцем и полевыми шпатами, вдаваясь

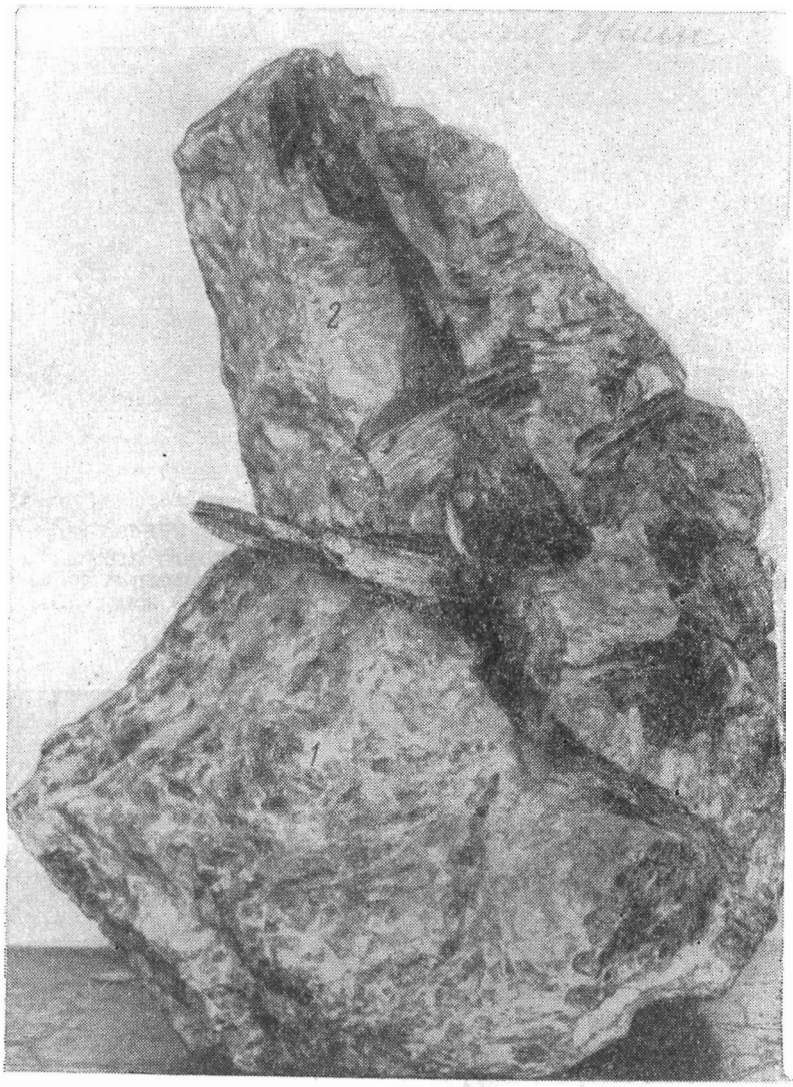


Рис. 62. Метакристаллы мусковита расположены вдоль волосных трещин, рассекающих пегматит. Северная Карелия. 1/4 нат. вел.
1 — сливной мономинеральный кварц; *2* - микроклин

в них своими выпуклыми формами, большинство же включено целиком в полевые шпаты или кварц. Во всех без исключения жилах, содержащих мусковит этого типа, при внимательном изучении расположения кристаллов обнаруживается, что часть из них группируется цепочками и зонами, протягивающимися по определенным направлениям от пегматоида в глубь сливного кварца и зон, сложенных полевыми шпатами (рис. 61 и 62).

Можно проследить продолжение таких цепей кристаллов в соседние зоны пегматита, обладающего сегрегационной и письменной струк-

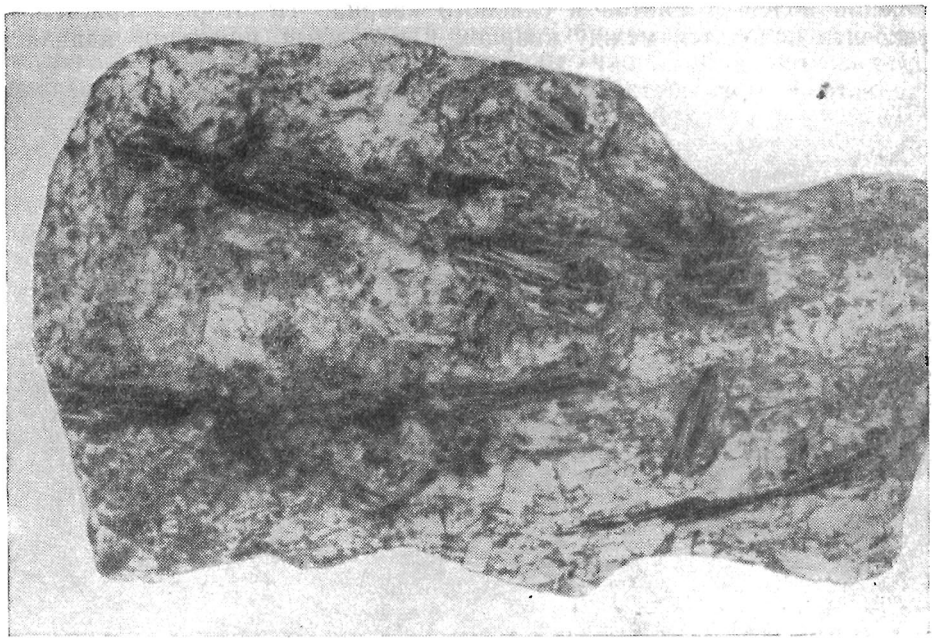


Рис. 63. Метакристаллы мусковита приурочены к волосным трещинам в крупнокристаллической гранитной породе пегматитовой жилы. Мамская провинция, рудник Колотовка



Рис. 64. Метакристалл мусковита, развитый в граните. Видны зоны перекристаллизации гранита в более крупнозернистую породу. Мамская провинция

турами (рис. 63), и даже в гранитные породы (рис. 64). В ряде жил они располагаются прямо в самом зальбанде.

Общий облик кристаллов мусковита несколько изменяется в зависимости от характера вмещающих их пород, подобно тонколистоватому биотиту. В пегматите пегматоидной структуры и сливном кварце преобладают кристаллы, имеющие изометрический облик и часто клиновидную форму. В письменном граните и пегматите сегрегационной структуры преобладает таблитчатый мусковит, хотя встречаются изометрические и клиновидные формы.

Характер ограненния кристаллов также непостоянен. Во всех породах встречаются правильно ограненные формы. Чаще они наблюдаются у мусковита, расположенного в пегматите пегматоидной структуры, кварце и зонах, сложенных мономинеральными полевыми шпатами. Иногда кристаллы обладают ступенчатыми формами роста, и размеры отдельных ступенек бывают очень небольшими (рис. 65). Среди кристаллов встречаются и такие, у которых ровные грани развиты только с одной стороны, а остальная поверхность имеет впадины и уступы. Многие исследователи считали, что эти неправильные кристаллы являются формами подчиненного роста (рост кристалла в этих направлениях прекращался, и кристалл принимал здесь не свою форму, а заполнял пространство, ограниченное соседним минералом). Они принимали вогнутые неправильные поверхности за отпечатки на кристаллизующемся якобы из расплава мусковите минералов, уже затвердевших ранее. Изучение этих поверхностей при помощи бинокулярной лупы с сильным увеличением показало, что они образованы массой отдельных мелких и мельчайших выступов, ограненных так же, как и весь кристалл. Следовательно, поверхности эти являются сложной формой ступенчатого нарастания граней, а не отпечатками соседних минералов, якобы преграждавших в этих местах пути для развития кристаллов. Упрощенный пример подобного явления приведен на рис. 65.

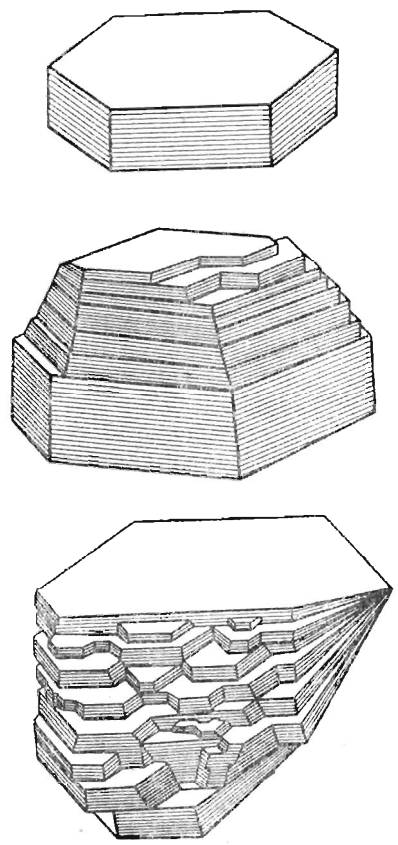


Рис. 65. Метакристаллы крупнокристаллического мусковита единой генерации, но из различных участков пегматита. Видна форма ступенчатого нарастания граней

Кристаллы с такими причудливыми очертаниями возникли в результате неравномерного нарастания граней с разных сторон кристаллов. Часть граней, развивавшихся в более благоприятных условиях, приобрела простую и правильную форму. Стороны кристаллов, развитие которых было затруднено, нарастали медленнее и неравномерно по всей своей поверхности путем образования ступенчатых форм роста. В этих местах разрастание кристаллов замедлялось и возникали вогнутые поверхности.

В нескольких жилах было произведено массовое определение элементов залегания таблитчатых кристаллов мусковита, расположенных в пегматите пегматоидной структуры, в зонах и гнездах мономинеральных кварца и полевых шпатов и в породах сегрегационной структуры.

Оказалось, что значительное количество их ориентировано не произвольно, а подобно кристаллам тонколистоватого биотита подчинено нескольким преобладающим направлениям.

В кристаллах мусковита, расположенных во всех породах, встречаются реликты окружающих минералов. Состав этих включений всегда тождествен составу пород, окружающих кристаллы. Если мусковит был извлечен из гранитной массы пегматитовой жилы, то и внутренние включения в слюде оказывались теми же гранитами. В случае нахождения мусковита внутри гигантских кристаллов полевых шпатов включения в слюде состояли из тех же полевых шпатов. При этом ориентированность плоскостей спайности во включениях и в самом окружающем слюду полевом шпате всегда бывала совершенно тождественной. Все эти включения, как правило, несут на своей поверхности отпечатки ступенчатых форм роста мусковита — свидетельство того, что включения действительно являются реликтами тех пород, которые замещались кристаллами мусковита при их разрастании.

Следовательно, крупные кристаллы мусковита этой генерации образовались несомненно метасоматическим путем. Форма и размеры его кристаллов в одном и том же теле пегматита широко варьируют в зависимости от особенностей строения горных пород, замещавшихся мусковитом.

Мусковит этой генерации в промышленном количестве концентрируется в различных жилах или даже в одной и той же жиле в разных местах. Преобладают пегматиты, в которых главная масса мусковита приурочена к участкам пегматоидного сложения, однако в небольшом количестве мусковит встречается и в иных породах. Известны жилы, в которых мусковит расположен равномерно во всех породах. В некоторых пегматитах мусковит находится главным образом в породах сегрегационной структуры, а участки пегматоидного сложения почти или совсем не содержат его. В ряде жил на уровне одних горизонтов мусковит концентрируется преимущественно в участках пегматоидного сложения, а на других горизонтах — в породах сегрегационной и иных структур.

Размер кристаллов изменяется в широких пределах. Наиболее крупные встречаются в участках жил пегматоидного сложения. В некоторых случаях они достигают уникальных размеров.

Кристаллы мусковита концентрируются далеко не всегда только в верхних частях жил. Они наблюдаются и в срединных срезах жил, а иногда и в их корнях, что много лет назад подтверждено разведочными и эксплуатационными работами.

Таким образом, положение мусковита в телах пегматитов было обусловлено проявлением в соответствующих участках предварительной тектонической деформированности. Так, например, крупные кристаллы мусковита прекрасного качества и совершенно недеформированные расположены внутри очень сильно блокированных крупных выделений полевого шпата и столь же сильно метаморфизованного кварца.

Каковы же были условия среды в период разрастания кристаллов? Были ли это действительно устойчивые и постоянные условия спокойной кристаллизации, как это представляли себе исследователи, принимавшие идею о постепенной фракционной кристаллизации «пегматитового расплава», или среда метасоматического роста мусковита была изменчива и на нее оказывало влияние тектоническое развитие твердых пород жилы?

О многих особенностях условий роста кристаллов мусковита можно судить по анализу зонального строения его кристаллов. Видимая на глаз зональность чаще наблюдается в мусковите коричневой окраски (так называемый рубиновый мусковит). Зональность кристаллов выра-

жается сменой полос с более или менее густой коричневатой окраской, обрисовывающей правильные шестигранные очертания разраставшихся кристаллов (рис. 66).

Толщина однородно окрашенных зон в кристаллах колеблется в широких пределах. Часто в одном и том же кристалле имеются зоны шириной от 1 до 25 *мм*. В некоторых кристаллах насчитывается до 150 зон. Какой-либо закономерности в смене зон различной ширины не обнаруживается. Широкие зоны встречаются и ближе к центру зарож-

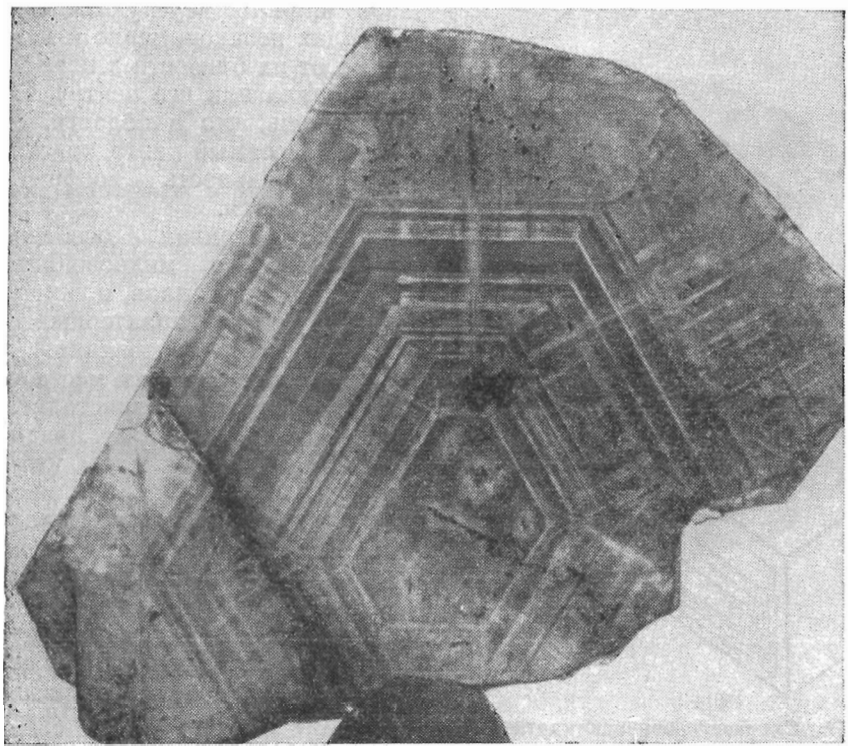


Рис. 66. Зональность метакристалла мусковита. Видна неравномерность (во времени) скоростей нарастания различных его граней. Северная Карелия. $^1/_2$ нат. вел.

дения кристаллов, и на их периферии. Границы зон в некоторых случаях нерезкие, и окраска мусковита изменяется постепенно, хотя и быстро. Наряду с этим некоторые темноокрашенные зоны имеют очень резкие границы с внутренней стороны, и цвет их постепенно бледнеет в сторону периферии кристаллов.

Коричневая окраска мусковита, как известно, вызывается изоморфным замещением алюминия железом; показатель преломления мусковита возрастает пропорционально содержанию последнего. В нашем случае показатель преломления мусковита в зонах густоокрашенных всегда несколько выше, чем в светлоокрашенных.

Разъединяя целый кристалл на ряд пластинок и фиксируя характер зонального строения в каждой из них, можно установить распределение зональности во всем объеме кристалла (рис. 67).

В кристаллах, кроме видимой на глаз зональности, имеется чрезвычайно тонкая «микрозональность». Если кристалл вывести из фокуса зрения, поднять над столиком микроскопа и придать ему небольшой наклон, микрозональность обнаружится в виде тончайших ярких свето-

вых полосок (рис. 68). Множество этих полосок обнаруживается в каждой из однородно окрашенных на глаз зон зональных кристаллов. Они появляются и в кристаллах, кажущихся совершенно незональными. Оказалось, что все кристаллы мусковита этой генерации, взятые из самых разнообразных районов, обладают таким более или менее ясно выраженным микрозональным сложением. Ширина зонок кристалла между этими световыми полосками колеблется в широких пределах: в одном и том же кристалле она меняется от 2—3 *мм* и более до сотых долей миллиметра. Зонки различной ширины чередуются в кристаллах незакономерно и независимо от их близости к периферии кристалла или его центру. Отметим лишь, что в области, окружающей самый центр кристалла, микрозональность вообще не улавливается.

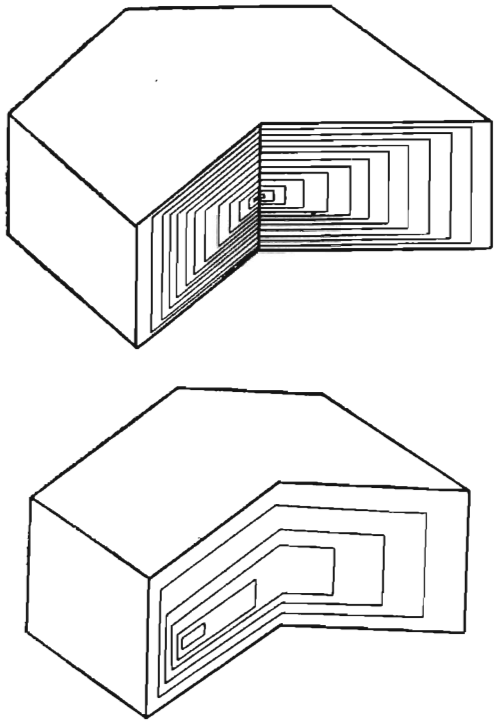


Рис. 67. Схематизированная картина расположения зональности в полном объеме метакристаллов мусковита

Рассматривая особенности зонального и микрозонального строения кристаллов, можно установить ряд характерных черт процессов их образования.

1. Кристаллы от места своего зарождения разрастались во все стороны. Поэтому предположение В. Петрова о том, что кристаллы мусковита в пегматоидных участках жил кристаллизовались якобы из богатого кремнеземом расплава на уже затвердевших сложенных полевыми шпатами боковых частях пегматитов не находит подтверждения. Если бы это было справедливо, рисунок зональности в кристаллах передавал бы их односторонний рост от полевых шпатов в глубь кварцевых пород.

Всестороннее нарастание кристаллов возможно в различных по физическому состоянию средах: в свободно взвешенном состоянии в подвижной среде или метасоматическим путем внутри твердых веществ. Кристаллы мусковита часто располагаются цепочками, которые переходят из одной структурной зоны пегматита в другую. Кристаллы слюды содержат реликты окружающих пород. Эти особенности кристаллов свидетельствуют о метасоматическом способе их всестороннего разрастания. О том же говорит тот факт, что зональность кристаллов мусковита, расположенных почти рядом друг с другом, часто бывает совершенно различного рисунка. В одних кристаллах имеется много зон, в других — лишь несколько. Порядок смены зон, обладающих большей или меньшей шириной, в них совершенно различен. Каким же образом из одного и того же расплава могли возникнуть рядом кристаллы, столь резко различающиеся по характеру зональности?

Очень часто кристаллы разрастались в разные стороны не в равной мере. Иногда вначале они наращивали свои грани равномерно со всех сторон, а затем нарастание некоторых граней замедлялось, а других— продолжалось по-прежнему, поэтому кристалл приобретал неправильную внешнюю форму.

2. Состав минералообразующей среды в период разрастания кристаллов много раз изменялся, что подтверждается соответствующим изменением состава кристаллов в их различных зонах. Состав среды изменялся не постепенно и односторонне направленно, а пульсационно.

3. Особенности минералообразующей среды, режим кристаллизации мусковита были крайне непостоянны, о чем свидетельствуют следующие данные:

а) в кристаллах встречаются отдельные зонки, обогащенные первичными включениями, — зоны с мельчайшими зернышками магнетита и позональное включение реликтов не полностью замещенных пород. Последнее указывает на резкое временное снижение метасоматирующей способности растущего кристалла мусковита, не заместившего полностью породообразующие минералы в этот период своего роста,

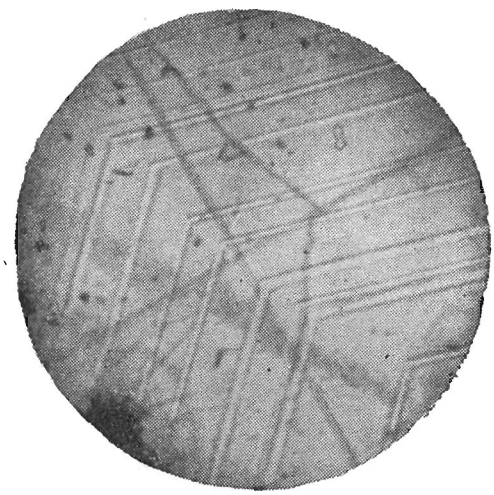


Рис. 68. Микрозональность метакристалла мусковита. Увел. 20

б) грани всех кристаллов и каждого в отдельности нарастали в различные периоды с изменяющимися скоростями. Более быстрый рост наблюдался то у одних, то у других граней. Эта особенность роста хорошо видна на рисунках зональных и микрозональных кристаллов (см. рис. 66, 68) и легко обнаруживается путем прослеживания перемещения вершин двугранных углов. Они всегда перемещаются не по прямым, что отвечает равномерному нарастанию граней, а по сильно ломаным линиям, с резким изменением направления перемещения. Особенно большие колебания в соотношении скоростей нарастания наблюдаются у граней, принадлежащих различным формам.

4. В некоторых случаях кристаллы в период роста подвергались столь сильным тектоническим деформациям, что срединная часть их оказалась размытой, обогащенной различными включениями, проникавшими в слюду по рубцам давления, а периферическая их зона, нарослая после проявления тектонических усилий, совершенно однородна.

Таким образом, особенности внутреннего строения кристаллов мусковита этой генерации наглядно свидетельствуют о том, что условия кристаллизации слюды были в действительности далекими от тех, какими представлялись они раньше. Минералообразующая среда была изменчива, кристаллы часто росли в неспокойной тектонической обстановке, происходила многократная пульсация растворов, состав которых с течением времени много раз изменялся. Эти изменения в условиях минералообразующей среды объясняются тем, что твердые породы пегматитовых тел, в которых метасоматическим путем разрастались кристаллы мусковита, должны были, естественно, очень чутко реагировать на возникавшие тектонические напряжения. Последними обусловливалась и пульсация минералообразующего раствора. Наличие в кристаллах множества зон и микрозонок свидетельствует о многократности возникновения этих напряжений.

Однако известно, что в целом ряде месторождений имеются крупные кристаллы мусковита без ясно заметных следов деформации, что

на первый взгляд противоречит выводам об условиях кристаллизации слюды. Возникает вопрос, каким же образом в неспокойной обстановке метасоматического роста кристаллов они не приобрели ясных следов деформации. Но в действительности этого кажущегося противоречия нет. Сохранность кристаллов мусковита в период их роста обусловливается, очевидно, только тем, что слюда обладает высокой гибкостью. Вследствие этого сравнительно слабые тектонические напряжения, много раз возникавшие в жилах, достаточные для того, чтобы

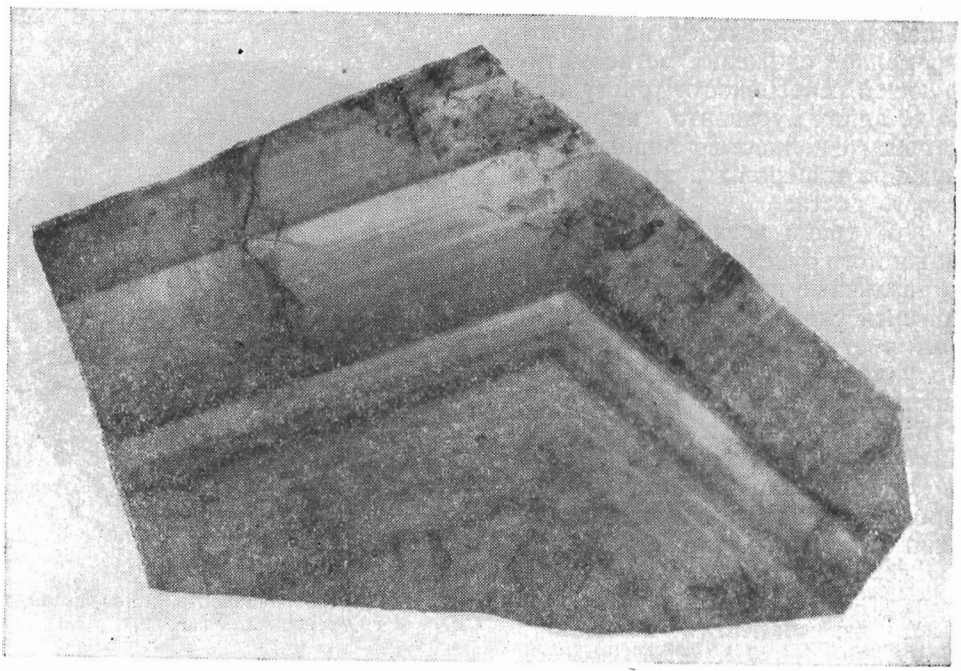


Рис. 69. Часть зонального метакристалла мусковита. Мамская провинция, рудник Большой Северный. $^1/_5$ нат. вел.

вызвать растрескивание очень хрупких полевых шпатов и кварца, вмещающих слюду, и пульсацию через них растворов, не сказывались заметно на гибких кристаллах мусковита. Только более интенсивные напряжения вызывали деформацию и самой слюды.

Наблюдения над зональностью кристаллов мусковита и распределением в них реликтов окружающих пород позволяют высказать некоторые соображения об изменении режима кислотности — щелочности в метасоматирующих растворах. Смена одних зон нарастания кристалла другими происходит по-разному. Часто внутренние границы зон нарастания резки, а в сторону периферии кристалла они расплывчаты, и темная коричневая окраска постепенно светлеет (рис. 69). Следовательно, поступление новых порций растворов (резкая внутренняя граница зоны нарастания) вызывало возникновение мусковита с повышенным содержанием Fe^{3+}. Известно, что ион Fe^{3+} в кристаллической структуре мусковита изоморфно замещает Al^{3+}. Катион железа является менее сильным основанием, чем катион алюминия. Таким образом, новое поступление раствора вызывает вхождение в кристаллизующийся минерал катиона с меньшей основностью. Позднее доля этого катиона в составе слюды снижается, и новые слои нарастания слюды становятся все более светлоокрашенными.

Это явление подтверждается тем, что при фильтрации метасоматирующих растворов на фронте их движения возрастает их кислотность, и в образующиеся кристаллические фазы входят катионы с менее сильными свойствами оснований (Д. Коржинский, 1956, 1958 гг.). Кроме того, установлено, что в кристаллах мусковита, метасоматически развитых в массе кварца, распределение реликтов его также неравномерное. Резкая смена режима кристаллизации мусковита сопровождалась столь же резким снижением метасоматирующей силы раствора. Позднее активность метасоматирующих растворов вновь возросла, и число реликтов, например кварца, в последующих зонах нарастания мусковита снизилось. Замещение кварца мусковитом возможно только в щелочной среде.

Обилие реликтов кварца в определенной зоне нарастания слюды свидетельствует о том, что режим щелочности — кислотности в новой порции раствора вначале оказался нарушенным в сторону некоторого возрастания кислотности. Позднее она постепенно снижалась, и замещение кварца слюдой шло полнее, реликтов кварца оставалось меньше.

Кристаллы мусковита с особенно резко проявленным зональным строением встречаются главным образом в породах пегматоидной структуры и в крупных блоках кварца и полевых шпатов. В мусковите, заключенном в породах сегрегационной и мелкозернистой структур, видимая на глаз зональность проявлена слабее или совсем не обнаруживается. Следовательно, наиболее интенсивная пульсационная инфильтрация растворов имела место в участках жил, сложенных наиболее хрупкими породами. Движение растворов в сторону от этих зон особенно повышенной пористости и трещиноватости было, очевидно, замедлено, затруднено. Резкая пульсация фильтрующихся растворов здесь затушевывалась, сглаживалась. Эти особенности в движении растворов и иногда смене режима их щелочности — кислотности вообще типичны для большинства процессов метасоматического минералообразования в пегматитах.

Кроме описанной генерации крупнокристаллического мусковита в пегматитах, встречаются еще две: так называемый кварц-мусковитовый комплекс, развивающийся метасоматическим путем в полевых шпатах в процессе их гидролиза (Коржинский, 1937), и тонколистоватая и таблитчатая слюда, образующаяся вдоль волосных трещин в породах пегматита (так называемая трещинная слюда). Природа этих слюд ни у кого из современных исследователей не вызывает сомнений — обе они явно метасоматические.

Все крупнокристаллические слюды возникли до проявления альбитизации пород. В участках, подвергшихся альбитизации, слюды изменены, порой альбит формируется внутри слюд. Помимо крупнокристаллических слюд, в пегматитах позднее возникает еще несколько генераций мелкокристаллических и чешуйчатых слюд.

Зависимость типа ослюденения пегматитов от состава горных пород, вмещающих жилы, долгие годы занимала мысли исследователей, работавших в области слюдодобывающей промышленности. В соответствии с гипотезой возникновения крупнокристаллических слюд путем фракционной кристаллизации «пегматитового расплава» считалось, что благоприятные условия для образования мусковита создавались в тех случаях, когда пегматиты залегали в породах, богатых калием и алюминием (Ферсман, 1940; Лабунцов, 1939). Это условие считалось благоприятным потому, что калий входит в состав мусковита, и потеря его из «расплава» делала невозможным само возникновение мусковита.

Главным носителем калия в метаморфических породах всех слюдоносных районов является микроклин. Следовательно, именно эти

микроклинсодержащие гнейсы рассматривались как продуктивные толщи для поисков месторождений слюды. Однако многие месторождения слюдоносных пегматитов Мамской провинции расположены в толщах пород, почти лишенных микроклина, поэтому Д. Коржинский в 1937 г. высказал противоположное мнение о составе продуктивных пород. Он пришел к выводу о метасоматической природе слюды и констатировал образование ее при реакциях разложения (гидролиза) полевых шпатов под влиянием растворов. При этом Д. Коржинский обратил внимание на то, что продуктивными вмешающими породами могли быть только бедные калием породы — дистеновые гнейсы мамской метаморфической толщи. Реакции гидролиза полевых шпатов могли протекать лишь при условии удаления из системы излишка калия, освобождающегося при гидролизе шпата. Дистеновые гнейсы служили поглотителями калия, выносимого из пегматитов (распространенное явление мусковитизации дистена). Высокое содержание в боковых породах железа и магния, по Д. Коржинскому, должно было приводить к образованию в пегматитах биотита взамен мусковита. Однако в дальнейшем поисковые работы показали, что мусковитоносные пегматиты непосредственно залегают в горных породах самого различного состава: мраморах, гнейсах (почти всех разновидностей), амфиболитах и амфиболовых гнейсах. Разрешение вопроса приостановилось, по этой же причине он оставался невыясненным и в трудах зарубежных исследователей (Cameron и др., 1954).

Природные факты, как было показано выше, свидетельствуют о многократно пульсирующем поступлении растворов с глубин и их замедленной инфильтрации в сторону от главных зон повышенной пористости и трещиноватости пород. В этом процессе инфильтрация растворов будет доминировать над диффузией компонентов в растворах. В такой системе особенно велика должна быть роль химического состава растворов, вступавших в пегматиты с глубины.

Постмагматические растворы неизбежно должны подвергнуться влиянию той толщи пород, которая расположена на пути их проникновения, поэтому следует учитывать влияние на образование слюд в основном не тех пород, с которыми непосредственно контактирует пегматитовое тело, а пород, подстилающих пегматиты и залегающих на глубине первых десятков метров под ними.

Если постмагматические растворы, поступающие с глубин в жилу, уже насыщены калием, то реакция гидролиза полевых шпатов в пегматите вообще не пойдет (общеизвестный закон действующих масс, управляющий ходом реакций). Следовательно, пегматиты с промышленным мусковитом не могут находиться на участках, сложенных породами, могущими насытить поднимающиеся постмагматические растворы калием, железом и магнием. Это дополнение следует внести в упомянутые выводы Д. Коржинского.

Для образования слюды в пегматите неблагоприятно наличие в подстилающих жилу гнейсах значительного количества микроклина, а также подстилающих пород, богатых железом и магнием. Продуктивными толщами могут быть плагиоклазовые гнейсы. Совсем не обязательно присутствие в этих гнейсах дистена; роль дистена не в том, что из него извлекается глинозем, необходимый для образования мусковита, как это представлялось ряду исследователей, а в том, что он являлся поглотителем калия из растворов, поднимавшихся с глубины.

Указанная зависимость слюдообразования в пегматитах от состава подстилающих горных пород за последние пятнадцать лет проверена и подтверждена широкой практикой поисковых и разведочных работ в Карелии (Б. Карский и А. Толстой, И. Мишарев, А. Амеландов, А. Захарченко, В. Смирнова и др.).

Еще в 1947 г. было обращено внимание на ряд признаков, свидетельствующих о том, что акцессорные уранинит, монацит и ксенотим в пегматитах Северной Карелии, а также титано-ниобо-танталаты в жилах Южной Карелии были образованы метасоматическим путем. А. Лабунцов (1939) отстаивал идею о возникновении упомянутых минералов прямо из «пегматитового расплава», до того как таким же путем кристаллизовались полевые шпаты и кварц. В последующие годы были собраны материалы, характеризующие генезис ортита, циркона, колумбита, акцессорных сподумена, берилла, а также обычных акцессорных минералов — граната, апатита и турмалина в пегматитах Северной Карелии, Мамской провинции, Северо-Восточного Казахстана и Урала. При этом выяснилось, что генетические признаки всех перечисленных минералов во многом общие и они вполне объективно свидетельствуют о их метасоматическом генезисе. Эти материалы обсуждались на всесоюзных совещаниях по генезису пегматитов, состоявшихся в Москве в 1950 и 1952 гг.



Рис. 70. Поверхность колумбита, соприкасающаяся с лейстовидным альбитом, составлена формами ступенчатого нарастания граней колумбита. Увел. 20

Имея в виду близость генетических признаков у всей этой серии минералов, рассмотрим их только на нескольких примерах и обсудим методику выявления подобных признаков.

Кристаллы названных минералов обладают идиоморфными формами. Признак совершенства идиоморфизма долгие годы (да и в настоящее время) привлекался в качестве критерия раннего образования этих минералов, возникновения их до кристаллизации из «пегматитового расплава» включающих их горных пород. Однако описано много примеров, когда кристаллы редкометальных минералов в месте соприкосновения их с агрегатами клевеландита и сахаровидной кварц-альбитовой породой пегматита имеют крайне неровный, неправильный контур. Такие примеры считались раньше доказательством разъедания редкометальных минералов альбитом, что еще больше подтверждало мысль о раннем образовании этих минералов.

Тщательное изучение отпрепарированной поверхности таких якобы разъеденных альбитом кристаллов колумбита, берилла и других минералов показало, что на ней всегда имеется множество мелких, а порой и мельчайших форм ступенчатого нарастания граней (рис. 70). Благодаря такой скульптуре часто возникают глубокие впадины на минерале так же, как это было показано на примере мусковита (см. рис. 65).

Таким образом, редкометальные минералы во всех случаях могли возникнуть как до кристаллизации заключающих их пород, так и позднее, замещая все эти породы. Каким из этих двух путей шло образование редкометальных минералов в действительности?

Для решения этого вопроса тщательно исследовалась внутренняя часть кристаллов редкометальных минералов, которые часто совсем не содержат включений. Иногда в кристаллах наблюдаются включения вмещающих пород. Во многих случаях невооруженным глазом видно, что эти включения оконтурены собственными гранями редкометального минерала, обращенными внутрь кристалла и соприкасающимися с поверхностью включения. Форма включения является как бы отрицательным кристаллом редкометального минерала (рис. 71, 72 и 73). Таким образом, особенности скульптуры внешней поверхности кристаллов редкометальных минералов и поверхности, обращенной к включению пород, являются вполне тождественными.

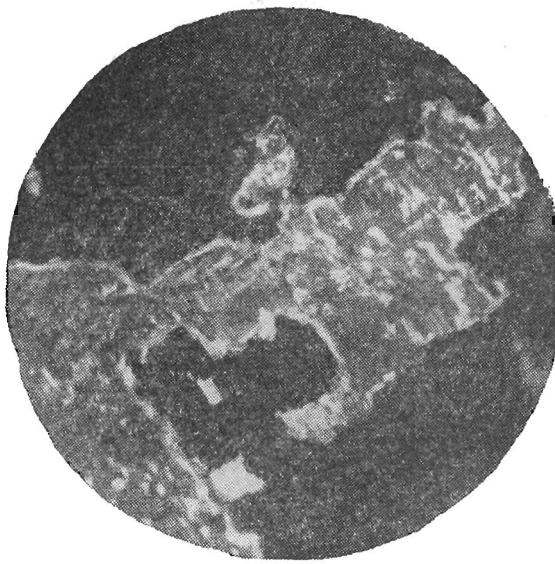


Рис. 71. Реликт олигоклаза (светлое) внутри кубического метакристалла уранинита (черное). Поверхность уранинита, обращенная к реликту, имеет скульптуру мелких ступенчатых форм нарастаний граней куба. Увел. 40

Изучение состава описанных включений показало, что очень часто они являются частью тех кристаллов альбита, микроклина или кварца, в которых расположен редкометальный минерал. Например, ориентировка двойниковой решетки в микроклине включения вполне тождественна ориентировке ее в микроклине, окружающем кристалл редкометального минерала снаружи. То же самое обнаруживается в ориентировке полисинтетических двойников клевеландита во включениях и в части его, окружающей кристалл редкометального минерала. Очевидно рассмотренные включения редкометальных минералов являются реликтами. Редкометальные минералы так же, как и крупнокристаллические слюды, замещали все горные породы и минералы, в которых они расположены и реликты которых заключены внутри них.

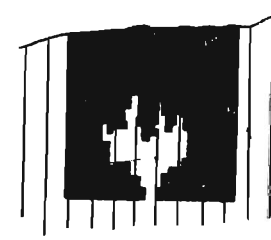


Рис. 72. Схема формы реликта олигоклаза в уранините

При внимательном осмотре пегматитовых жил обнаруживаются дополнительные факты. Ранее были описаны примеры (Никитин, 1955), когда редкометальные минералы группируются в пегматите как бы в виде отдельных звеньев общей цепи. Они бывают расположены друг за другом в один ряд (рис. 74). Такие ряды или цепи кристаллов пересекают клевеландитовые агрегаты, сахаровидную альбитовую породу, гнезда сливного кварца, крупные кристаллы микроклина и все другие кварц-полевошпатовые горные породы пегматитовых тел. При этом часто можно видеть, что единая цепь кристаллов протягивается, переходя из одной разновидности горных пород в другие. Это явление может быть объяснено только одной причиной — цепочечное расположение кристаллов обусловлено приуроченностью их к определенной волосной трещине, рассекавшей горные породы пегматита.

Метасоматическое развитие всех рассматриваемых минералов преимущественно вдоль волосных трещин и зон повышенной пористости пород обнаруживается еще и по тем фактам, что кристаллы их, разобщенные друг от друга, оказываются ориентированными в единой

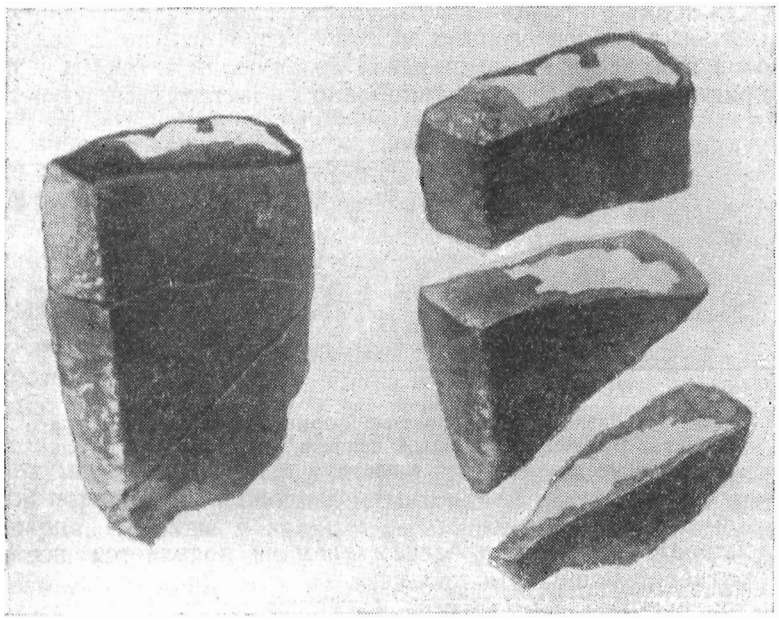


Рис. 73. Внешний вид футлярообразного метакристалла ортита

пространственной сети во всем объеме пегматитового тела так же, как это мы видели на примере крупных кристаллов слюд. Часто метакристаллы описываемых минералов приобретают во время своего роста



Рис. 74. Цепочечное расположение футлярообразных метакристаллов ортита в пегматите

сильно искаженные формы. Нарастание их граней вдоль трещин и зон повышенной пористости происходит значительно быстрее, чем в сторону менее трещиноватых пород. Например, взамен правильно развитого куба уранинита возникают резко уплощенные пластинки (рис. 75),

всегда ограненные все же своими собственными граневыми комплексами.

Следовательно, приуроченность кристаллов редкометальных минералов к трещинам во всех кварц-полевошпатовых породах пегматита определенно свидетельствует о том, что эти минералы были образованы в пегматитовых жилах метасоматическим путем.

Рассмотренные признаки метасоматического способа образования редкометальных и акцессорных минералов пегматитовых тел и общий вывод о их природе вначале вызывал возражения у многих исследователей, принимавших идею о фракционной кристаллизации «пегматито-

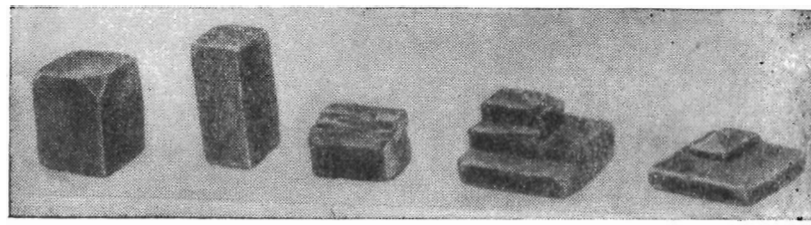


Рис. 75. Разнообразные простые формы метакристаллов уранинита, извлеченных из одной цепочки, расположенной в олигоклазе

вого расплава». Однако с течением времени появляется все больше работ, подтверждающих эти признаки (Беус и Залашкова, 1956; Беус, 1961; Шапошников, 1959; Шмакин, 1963; Дядькина, 1962 и др.).

Природа кристаллов сподумена

Известно, что сподумен часто составляет очень существенную часть всей массы пегматита. Недаром некоторые исследователи называют его «породообразующим» минералом, в противоположность всем прочим редкометальным минералам — акцессориям. До сих пор многие геологи (К. Власов, А. Гинзбург и Д. Горжевский, Р. Джанс, Э. Камерон и др.) считают, что бóльшая часть сподумена кристаллизовалась прямо в первичном расплаве.

Доказательство метасоматического пути образования сподумена лишило бы последнего аргумента генетические построения тех исследователей, которые не так настойчиво, но все еще продолжают защищать идею образования пегматитов путем фракционной кристаллизации «пегматитового расплава» в изолированной камере и накопления летучих соединений, несущих редкометальные элементы, здесь же в теле жил in situ, отделяясь от «пегматитового расплава».

В самом деле, где же в пегматитах могли размещаться большие объемы растворов, несущих литиевые соединения, если в любой горной породе, составляющей пегматит, сподумен был образован уже метасоматическим путем и в жилах отсутствуют крупные пустоты, в которых могли бы размещаться эти метасоматирующие растворы? Совершенно ясно, что метасоматирующие растворы накладывались на уже сформированные кварц-полевошпатовые тела пегматита, входя в жилы с глубин.

Кристаллы сподумена изучались в пегматитовых жилах Казахстана и Северо-Запада СССР, где встречаются пегматиты самой различной формы: дайкообразные, линзовидные, напоминающие желоб, составляющие сеть жил разных направлений, имеющие многочисленные апофизы и др.

Текстура пегматитовых тел в этих районах также очень разнообразна. Преобладают жилы участково-зональной текстуры. В них имеются отдельные гнезда и линзы кварца, окруженные крупноблоковым микроклином, клевеландитом или сахаровидным альбитом. Встречаются линзовидные, правильно зональные тела с той же сменой горных пород различного состава. В зальбандах чаще всего наблюдаются среднезернистые, а иногда неравномерно зернистые породы, состоящие из кварца, альбит-олигоклаза и микроклина. Большое своеобразие сложению некоторых жил придают крупные удлиненные кристаллы сподумена, которые расположены то гребнем примерно по нормали к зальбанду, то в различных положениях внутри жил, то обогащают определенные зоны пегматитов. В некоторых плитообразных жилах на протяжении больших участков обнаруживается правильная зональность, выраженная полосами кварца, альбита, микроклина и зернистыми породами массивного сложения. В пегматитах нет миароловых пустот сколько-нибудь заметного размера.

Значительная часть пегматитов сложена альбитом, который встречается в различных формах. Широко развиты породы, образованные в основном типичным пластинчатым клевеландитом. Однако постоянно встречаются переходы таких пород в мелкозернистые альбитовые, содержащие зерна кварца, или в массивные тонкозернистые образования, состоящие преимущественно из сахаровидного альбита.

Сподумен встречается в участках жил, сложенных гигантокристаллической породой, обладающей пегматоидной структурой, в массе сливного кварца, а также в кварц-клевеландитовой породе. Содержание его в различных жилах и в разных участках одной и той же жилы непостоянно; есть жилы, где сподумен является одним из главных минералов, наряду с этим здесь же встречаются пегматиты, содержащие только редкие единичные кристаллы сподумена.

Сподумен в пегматитах этих районов обнаружен в разных формах. Общеизвестны крупные досковидные и столбчатые кристаллы, но встречается и мелкокристаллический сподумен с размерами зерен в единицы и доли сантиметра. Кристаллы сподумена часто группируются в виде цепей или полос, которые часто переходят из одних пород пегматита в другие. Например, в одной из жил единая полоса концентрации крупных призматических кристаллов сподумена косо пересекает жилу, частично располагаясь в мелкозернистой призальбандовой горной породе, а затем прослеживается в породе пегматоидной структуры, в массе клевеландита, в крупных блоках микроклина, в сливном кварце (рис. 76). Иногда подобные цепи и полосы концентрации сподумена, разветвляясь, создают в жилах сложный рисунок. Такой тип распределения сподумена нельзя согласовать с предположением о кристаллизации его из расплава. Он скорее свидетельствует о том, что образование сподумена произошло по системе трещин в уже твердых разнообразных горных породах пегматитовых тел (Кузнецов, 1953).

Ориентировка отдельных кристаллов сподумена в участках их концентрации бывает различной, иногда без заметной закономерности, в большинстве же случаев они расположены по правильной сетке.

Иногда кристаллы сподумена группируются в радиальнолучистые розетки, а розетки располагаются цепочкой друг за другом. При этом в розетках наибольшую величину имеют кристаллы сподумена, ориентированные вдоль общего протяжения цепи.

Таким образом, закономерности ориентировки кристаллов сподумена в пегматитовых жилах, группировка их в цепи и «потоки», преимущественное разрастание кристаллов в розетках только вдоль определенных направлений — все это свидетельствует о том, что сподумен приурочен к системе трещин в пегматите и был образован в жилах

метасоматическим путем, замещая все разнообразные кварц-полевошпатовые породы пегматита.

Внешняя форма кристаллов сподумена непостоянна. Встречаются правильно ограненные кристаллы и кристаллы, на поверхности которых имеются выступы и впадины, возникавшие из-за ступенчатого нарастания граней.

Формы ступенчатого нарастания образуют не только грани призмы, но и пинакоида. В последнем случае на кристаллах сподумена возни-

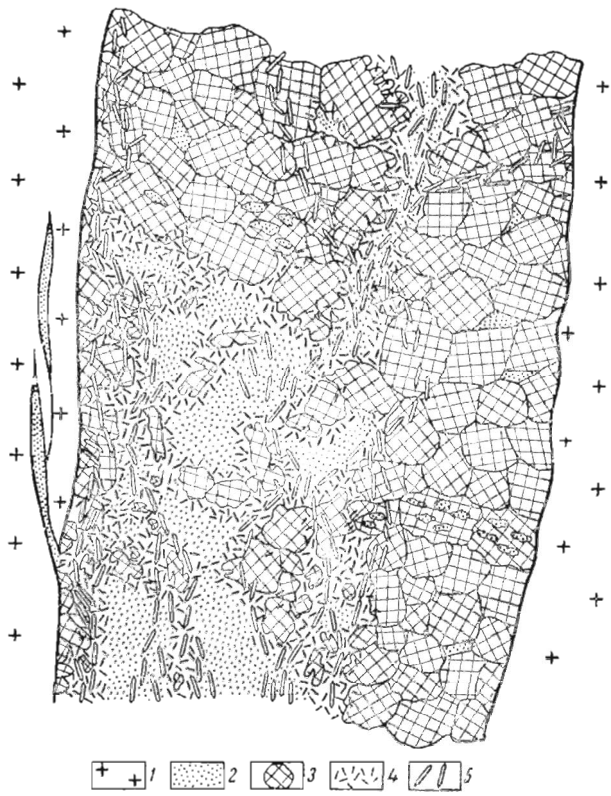


Рис. 76. Зарисовка части пегматитовой жилы. Казахстан
1 — гранит; *2* — сливной кварц; *3* — блоковый полевой шпат; *4* — альбит; *5* — досковидные метакристаллы сподумена

кают выступы особенно причудливой общей формы. Внимательное изучение поверхности таких выступов (удобнее изучать отпечатки таких поверхностей на вмещающих сподумен горных породах, сам сподумен очень рыхл и при препарировании разрушается) показывает, что эти выступы всегда создаются ступенчатым нарастанием граней самого сподумена. Иногда встречаются досковидные и призматические кристаллы сподумена, головки которых снабжены множеством отдельных выступов, глубоко вдающихся в кварц и клевеландит (рис. 77) и ограниченных гранями сподумена. Внутри кристаллов сподумена очень часто встречаются включения кварца, микроклина, клевеландита и сахаровидного альбита. Эти включения бывают двух типов: 1) в виде отдельных мелких линз или прожилков, расположенных в сподумене примерно параллельно плоскостям (011), (100), (113) кристаллов сподумена или произвольно; 2) в виде типичной для реликтов формы, являющейся как бы формой отрицательного кристалла сподумена (оконтурены гранями сподумена). Наличие реликтов сливного кварца,

клевеландита, микроклина и кварц-альбитовой породы в кристаллах сподумена свидетельствует о том, что сподумен был образован во всех этих разнообразных горных породах пегматита метасоматическим путем. Кристаллы сподумена, содержащие обильные включения реликтов кварца, особенно часто встречаются в некоторых жилах Северо-Запада СССР.

В последующие периоды метакристаллы сподумена в большинстве жил испытали сильную деформацию. Иногда метакристаллы разломанны на части, изогнуты и раздвинуты. Тонкая граневая скульптура

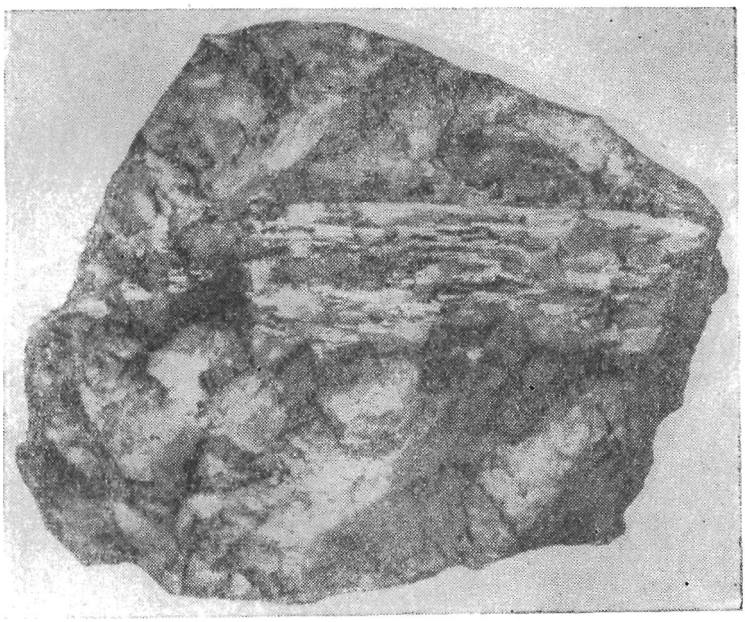


Рис. 77. Скелетный метакристалл сподумена в кварц-альбитовой породе. Казахстан

их поверхности стирается. По трещинам внутрь метакристаллов бывают замяты и переотложены минералы, вмещающие сподумен, — кварц, клевеландит и сахаровидный альбит. Все это приводит к уничтожению первичной правильной кристаллографической формы сподумена и к возникновению в нем прожилок и линз, выполненных минералами, окружающими сподумен (рис. 78).

При деформации растрескивание метакристаллов сподумена, естественно, часто происходило по плоскостям отдельности, поэтому прожилки и линзы кварца и альбита иногда ориентированы внутри сподумена именно по этим плоскостям. Обрисованная картина искажения первичной формы метакристаллов сподумена часто усложняется еще и тем, что по поверхности соприкосновения сподумена с кварцем, клевеландитом и другими окружающими породами метасоматически развиваются лепидолит и чешуйчатый мусковит. Частично кристаллы сподумена подвержены изменению под влиянием более позднего второго этапа альбитизации. Вероятно, все это и послужило в свое время причиной возникновения ошибочного мнения о том, что крупные кристаллы сподумена якобы разъедались кварцем и клевеландитом, развитым в первый — главный этап альбитизации.

Сподуменом этой генерации представлена в пегматитах главная масса промышленных руд. Кроме нее обычно имеются еще мелкие

кристаллы сподумена, рассеянные в кварц-альбитовых породах, а также представляющие регенерированные мелкие обломки гранулированных крупных кристаллов сподумена первой генерации.

О метакристаллах

Все упомянутые редкометальные минералы и обычные акцессории возникали метасоматическим путем, поэтому в дальнейшем их кристаллы будут называться метакристаллами.

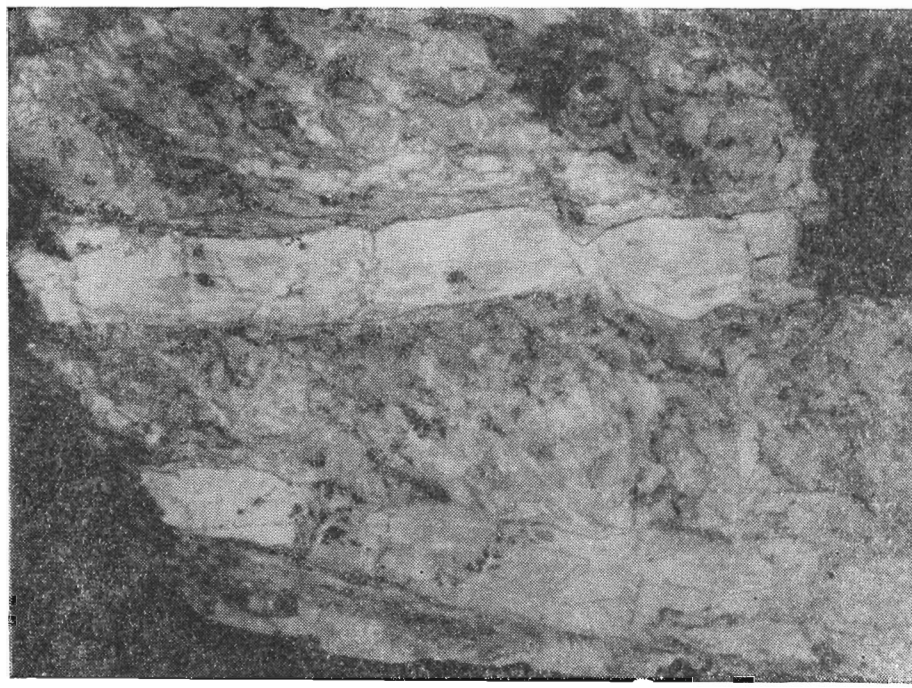


Рис. 78. Деформация метакристаллов сподумена. По трещинам в них переотложены окружающий кварц и альбит. Северо-Восточный Казахстан. $^4/_5$ нат. вел.

Многие из метакристаллов редкометальных и обычных акцессорных (особенно турмалин) минералов часто обладают ясно выраженным зональным строением. Например, известны зональные метакристаллы колумбита. Интересные зональные метакристаллы циртолитов исследованы недавно Л. Рудовской (1962). Установлено, что срединная часть метакристаллов колумбита всегда беднее танталом, чем периферия. В циртолитах центральные части метакристаллов содержат сравнительно мало гафния, а в периферических зонах количество последнего возрастает в два раза и более. В обоих случаях срединная часть метакристаллов редкометального минерала богаче катионом менее основным (Nb, Zr), а к периферии возрастает содержание в них соответствующего более основного изоморфного заместителя (Ta, Hf). Следовательно, здесь обнаруживается та же тенденция последовательности вхождения катионов в состав возникающих минералов, которая имеет место при кристаллизации мусковита (смена состава зон нарастания граней). Это, по-видимому, не частные случаи, а общая закономерность.

К настоящему времени накоплен большой статистический материал, показывающий, что колумбиты из боковых зон пегматитовых тел в среднем беднее танталом, чем колумбиты из срединных зон пегматита — зон блоковой и пегматоидной структур.

Вряд ли причина такого различия в составах колумбита и циртолита, находящихся в разных зонах пегматитовых тел, заключается в принадлежности их разным генерациям, как трактуют это некоторые исследователи (Н. Солодов, Л. Рудовская и др.).

Как уже говорилось выше, единые цепи метакристаллов и единые полосы с повышенным их содержанием часто косо пересекают серию разных структурных зон пегматитов, иногда от срединного кварцевого ядра до самого зальбанда. Они несомненно принадлежат к одной генерации. Вероятно, и в этом случае главную роль сыграла неравномерность поступления питающих растворов к метакристаллам. С этой причиной мы уже встречались при анализе зонального строения метакристаллов мусковита.

В срединных зонах пегматита — породах гигантокристаллического сложения, как в средах более хрупких пород, дольше и интенсивнее происходила инфильтрация питающих растворов; в боковые зоны инфильтрация была затруднена. Поэтому в срединных зонах пегматита колумбит и циртолит, начав кристаллизоваться разновидностями, бедными танталом и гафнием, позднее, в связи с изменением состава растворов, дорастали слоями, содержащими все больше тантала (в колумбите) и гафния (в циртолите). Затрудненность поступления растворов в боковые зоны привела к тому, что здесь рост метакристаллов замедлился, и периферические слои (слои, отвечающие высоким концентрациям в растворах тантала и гафния) наросли слабо. Возможно, сказалось и различие в фильтрационном эффекте катионов двух соответствующих пар — ниобия и тантала, циркония и гафния (в трактовке Д. Коржинского).

Необходимо подчеркнуть, что различие в составах колумбита из разных зон пегматитовых тел отвечает только средним значениям. Изучая одно из полей редкометальных пегматитов, автор данной главы находил колумбиты, богатые танталом, и в боковых зонах пегматитовых тел, иногда вблизи самих контактов. Об этом же сообщает В. Филиппов (1964), располагающий фундаментальным материалом по систематическому опробованию редкометальных пегматитов. Следовательно, в зависимости от предварительной тектонической проработки зоны трещиноватых пород, благоприятные для инфильтрации растворов, возникали иногда и в боковых частях пегматитовых тел.

Таким образом, рассмотрев генезис в пегматитах метакристаллов слюд, редкометальных и обычных акцессорных минералов, можно сделать следующие выводы об особенностях их формирования (Никитин, 1955, 1957).

1. Метакристаллы разрастаются путем отложения вещества из окружающих их тонкой пленки активного раствора. Эта пленка передвигается нарастающими гранями метакристаллов и в ней растворяются замещаемые горные породы. Системой поровых каналов и волосных трещин пленка сообщается со всем потоком растворов, фильтрующихся по зонам повышенной трещиноватости и пористости горных пород.

2. На характер канальцев, а следовательно, и на движение веществ при метасоматических явлениях сильнейшее воздействие оказывают тектонические факторы. Эти факторы сильно отражаются и на степени податливости (степени грануляции) твердых пород замещению растущими метакристаллами.

3. При росте метакристаллы стремятся к созданию идиоморфных форм, как это отмечал А. Бетехтин на примере изучения рудных месторождений. Это стремление не реализуется лишь тогда, когда метакристаллы на пути роста встречают препятствия, не поддающиеся замещению.

4. Влияние всей совокупности особенностей среды минералообразования при росте метакристаллов более многообразно, чем при росте кристаллов в свободных подвижных средах. На рост метакристаллов влияют следующие факторы: а) степень нарушения сплошности породы, расположенной на пути движения нарастающих граней метакристаллов, и ее общая анизотропия; б) химический состав породы и ее способность реагировать с метасоматирующей пленкой; в) метасоматирующая активность растворов.

5. В различных частях одного и того же месторождения влияние всех этих факторов на процесс роста метакристаллов неодинаково. Поэтому отдельные метакристаллы и их агрегаты, образованные в один и тот же период, принадлежащие к одной и той же генерации минерала, имеют многообразные формы, химические составы их также непостоянны.

6. В зависимости от типа разрыхления, трещиноватости, пористости и состава твердых замещаемых горных пород и минералов плоскогранные формы идиоморфных метакристаллов усложняются развитием на их поверхности скульптуры ступенчатой формы нарастания граней, возникают разнообразные угнетенные формы роста метакристаллов, образуются выступы, далеко вдающиеся в более пористые участки замещаемой горной породы, возникают разнообразные скелетные (и футляровидные) формы роста (рис. 79).

7. Пространственная ориентированность метакристаллов резко анизометрической формы (таблитчатой, пластинчатой, досковидной, столбчатой) определяется положением доминирующих волосных трещин в горных породах пегматитовых тел — трещин, существовавших в период образования этих минералов-метасом.

8. Морфология агрегатов метакристаллов определяется особенностями формы отдельных метакристаллов, их сочетанием и анизотропией замещаемой твердой среды горных пород и минералов.

Очевидно, замещение масс кварца всеми редкометальными минералами и обычными акцессориями сопровождалось выносом из пегматита части кремнезема. Часть кремния, щелочи и алюминий выносились и из полевых шпатов при метасоматическом развитии в них редкометальных окислов и фосфатов. Иногда вынос петрогенных элементов из пегматитов в этот период процесса сопровождался возникновением полостей растворения в кварце и в разнообразных кварц-полевошпатовых породах (в том числе и в массах альбититов). В таких участках наблюдается двоякая форма развития редкометальных минералов и обычных акцессориев. В самой полости растворения эти минералы нарастают на ее стенках путем кристаллизации в свободных растворах. А вокруг полостей растворения в тот же период времени в массивных горных породах, окружающих полость, эти же минералы развиваются метасоматическим способом. Назовем эти полости растворения (занорыши) третьим типом занорышей. Их отличительной особенностью является растворение кварца, микроклина, олигоклаза и альбита (клевеландита).

Каков же был тип процесса образования минералов-метасом — автометасоматический, развивавшийся под влиянием реагентов, отделявшихся тут же в теле пегматита при первичной кристаллизации «пегматитового расплава», или это были метасоматические процессы, протекавшие в открытой системе, и образование их вызывалось вхождением с глубин постмагматических растворов?

Развитие минералов-метасом, цепями пересекающими все разновидности горных пород пегматита, в том числе и массы сливного кварца, такое же распределение метакристаллов сподумена, возникновение метакристаллов редкометальных минералов позднее массовой альбитизации горных пород пегматита — все это свидетельствует о том,

что процессы метасоматоза развивались в открытой системе. Этот вывод подтверждается и другими фактами. Часто метасоматические минералы, не затронутые деформацией, находятся в сильно метаморфизованных и деформированных горных породах пегматита. Крупнолистова-

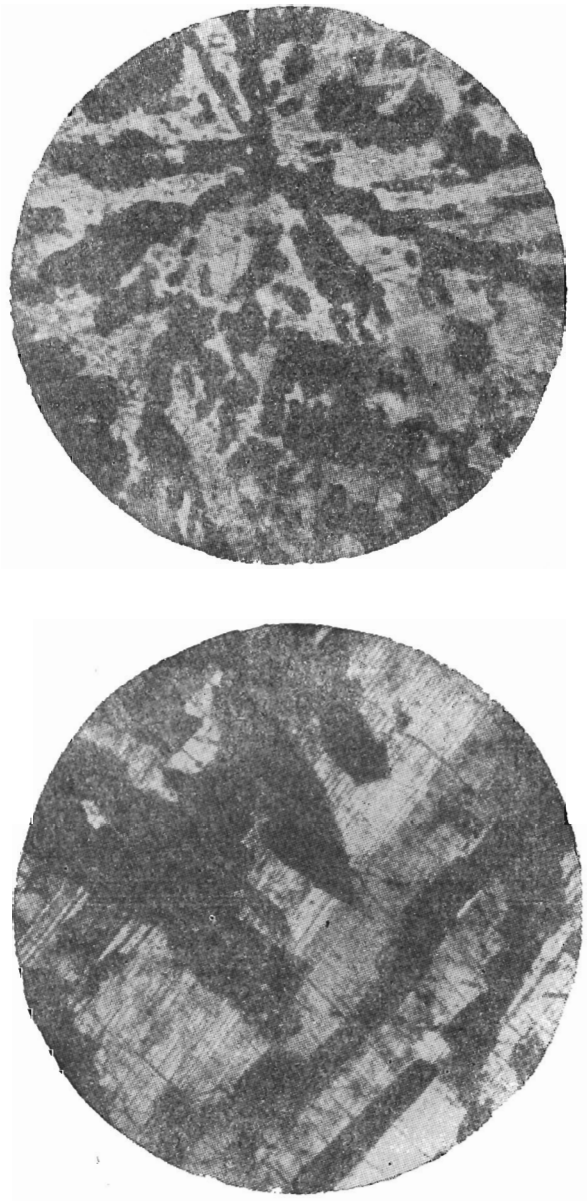


Рис. 79. Различные виды скелетной формы метакристаллов уранинита в олигоклазе. Увел. 20

тые кристаллы слюд иногда смяты в складки, а позднее образовавшиеся редкометальные минералы не затронуты деформацией — вероятно, они частично росли, замещая и слюды. Очевидно, пегматитовые тела, аккумулировавшие редкометальную минерализацию, служили своего рода «ловушками», наиболее благоприятными для метасоматического минералообразования по своим структурно-литологическим и тектоническим особенностям (Никитин, 1955, 1957).

М. Мануйлова (1963) наблюдала на территории распространения пегматитов с тантало-ниобиево-бериллиевой минерализацией в Сибири проявления некоторой редкометальной минерализации, возникшей под влиянием тех же постмагматических растворов, но прошедших не по самим пегматитам, а в боковых породах, вне связи с телами пегматитов. Б. Шмакин (1963), проводивший многолетнее изучение особенностей геохимии пегматитов и толщи вмещающих пород в Мамской провинции, подчеркивает, что процессы метасоматоза были одновременно наложены и на тела пегматитов, и на вмещающие горные породы.

По данным В. Филиппова (1964), редкометальная минерализация и альбитизация в плоскостях плитообразных пегматитовых тел одного из районов Казахстана проявлена часто в виде столбов, лент или сети лент; редкометальное оруденение сосредоточено на участках рудных полей с наиболее интенсивным проявлением внутриминерализационной тектоники, и редкометальная минерализация выходит за пределы пегматитовых тел. В. Филиппов и Ю. Садовский (устное сообщение) установили, что на этом пегматитовом поле встречаются свиты длинных параллельно расположенных плитообразных пегматитовых тел, и в каждой из них главное редкометальное оруденение приурочено к участкам, явно лежащим в одной общей полосе, пересекающей почти поперек всю свиту тел. Аргументы в пользу наложенности процессов сподуменизации на пегматитовые тела приводит Б. Наливкин (1965).

Автор данной главы наблюдал на одном из месторождений бериллиевых руд в Средней Азии, что единая полоса бериллиевой минерализации пересекает известняки нижнего карбона, контакт гранитного штока, внутреннюю его часть и пегматиты, расположенные в нем. В пределах этой сравнительно узкой полосы крупные метакристаллы берилла встречаются прямо в гранитах и пегматитах, а хризоберилл заключен в метасоматических зонах в известняках. За пределами полосы в гранитах, пегматитах и известняках бериллиевая минерализация отсутствует. О наложенности на пегматитовые тела метасоматического образования крупных слюд и редкометальных минералов сообщали П. Боровиков (1961, 1964), Ю. Рыцк (1965) и другие исследователи.

Необходимо подчеркнуть, что на ряде полей редкометальных пегматитов оруденелые пегматиты перемежаются с безрудными; пегматиты правильно зональной текстуры чередуются с участково-зональными. Тела пегматитов, или части тел, то оказываются альбитизированными и оруденелыми, то почти совсем не несут оруденения. Отчетливо устанавливается, что все эти пестрые по составу и строению тела пегматитов иногда образуют единые свиты тел и бывают соединены друг с другом апофизами.

Метасоматическое минералообразование, наложенное на текстуры пегматитовых тел, сформированные в стадию перекристаллизации, в одних пегматитах только усиливает и подчеркивает тот же рисунок текстуры, а в других создает свой узор, сильно маскирующий ранние текстуры.

Общий вывод об образовании редкометальных минералов метасоматическим путем под влиянием поступавших в пегматиты постмагматических растворов ориентирует внимание на анализ зависимости этих метасоматических процессов от состава горных пород, подстилающих пегматиты, и горных пород, расположенных на пути движения растворов к пегматитам. При редкометальном метасоматозе в пегматитах замещаются кварц и полевые шпаты. Следовательно, рост редкометальных минералов сопровождался выносом химических компонентов горных пород пегматита. Это могло реализоваться только в том случае, если растворы были недосыщены выносимыми компонентами (режим кислотности — щелочности растворов является одним из условий, опре-

деляющих степень насыщения раствора). Благоприятны те подстилающие горные породы, которые могут создать необходимые условия насыщения растворов — карбонатные и породы основного состава. Этим объясняется частая приуроченность лучших редкометальных пегматитов к районам развития пород именно такого состава. Этот вопрос точно еще не выяснен. В литературе описаны случаи нахождения редкометальных пегматитов в толщах кислых пород.

Минералообразование в камерных пегматитах

В настоящее время особенно спорной является проблема возникновения в пегматитах крупных полостей, содержащих промышленно ценные скопления пьезооптического минерального сырья — крупные кристаллы кварца и флюорита. Этот «камерный» тип пегматитов, названный так Н. Ермаковым и другими, позже других был введен в круг интересов промышленности. Наиболее известны они на Волыни и в Центральном Казахстане, встречаются и в других областях развития пегматитов.

В результате фундаментального изучения камерных пегматитов рядом исследователей (Ермаков, 1956, 1965; Ивантишин и др., 1957; Долгов, 1965 и многие другие) была создана стройная гипотеза, в основном развивающая идею о фракционной кристаллизации особого пегматитового расплава. Предполагается, что при кристаллизации гранитного массива летучие компоненты аккумулировались в некоторых участках магмы вблизи его кровли, где и создавались благоприятные условия для возникновения этих пегматитовых тел. При кристаллизации последних концентрация летучих компонентов в остаточном расплаве последовательно возрастала, и он приобретал состав и свойства сначала так называемого расплава-раствора, а затем раствора, насыщенного газами и разнообразными растворенными веществами. Из силикатного расплава кристаллизовались периферические зоны пегматитов (письменные граниты, горные породы пегматоидной структуры); из раствора-расплава начинали свой рост крупные кристаллы кварца, формирование которых заканчивалось из растворов, богатых газами.

Наиболее благоприятными участками для аккумуляции летучих компонентов в кристаллизующемся гранитном массиве являлись небольшие куполовидные структуры в его кровле. По мнению Н. Ермакова, в эндоконтактовой коре плутона в процессе дальнейшей кристаллизации гранитов происходило полное замыкание таких остаточных очажков. Начало раскристаллизации в них обогащенной минерализаторами остаточной магмы происходило, таким образом, с запозданием и требовало в первую очередь снижения температуры в коре плутона до 600—700° С.

Кинетика процесса в такой замкнутой системе имеет ряд неясных сторон, но безусловно характеризуется перманентным увеличением содержания летучих компонентов и избыточного кремнезема по мере последовательной кристаллизации графической, полевошпатовой и других зон. В конце этого процесса, преимущественно в нижней части изолированного очажка, оставался «ультракислый», насыщенный SiO_2 и $(OH)^{1-}$ жидкий расплав-раствор, из которого происходило образование крупноблоковой или чисто силекситовой «шляпы» камерного пегматита.

В пространстве, оставшемся после кристаллизации, под этой силекситовой зоной, часто имеющей вид перевернутой чаши, сохранялся затем лишь газово-жидкий флюид, трансформировавшийся после даль-

нейшего снижения температуры в остаточный жидкий раствор. Основным компонентом этого надкритического, а вскоре жидкого, гидротермального раствора была вода, содержащая HCl, CO_2, HF, $SiCl_4$, SiF_4, хлористые соединения щелочных и щелочноземельных металлов и другие, более или менее летучие вещества. Именно из таких растворов на стенках остаточной камеры пегматита происходило образование хорошо ограненных кристаллов бета-кварца. Эти же растворы иногда просачивались в наружные первичные зоны камерных пегматитов, вызывая в них вторичные, чаще всего слабые изменения (альбитизация полевых шпатов, жильбертизация и т. д.). Иногда происходило дополнительное питание пегматитовых камер растворами, поднимавшимися из глубин сквозь граниты, претерпевавшие в этом случае изменения и главным образом растворение кварцевых зерен.

Ю. Долгов, развивая эти представления, особое внимание обращает на то, что в процессе формирования камер и всего пегматита в целом происходили, по-видимому, неоднократные резкие переохлаждения системы кристаллизации минералов. Это являлось следствием периодического столь же резкого приоткрывания трещин, окружающих пегматит. Приоткрывание трещин вело к падению давления, раствор вскипал, температура его резко снижалась. В качестве первого аргумента в пользу представления о периодических резких переохлаждениях кристаллизующихся минералов Ю. Долгов принимает наличие в кварце густой системы трещин, развитой по рисунку полигональной сетки (так называемый «сетчатый» кварц). В опытах, произведенных Е. Цинзерлинг (1948), трещинки такого рисунка в кристаллах кварца возникали только при условиях его резкого охлаждения.

Вполне отдавая должное стройности этой гипотезы, необходимо все же обратить внимание и на ряд других явлений, не всегда согласующихся с нею.

1. Наблюдения ряда исследователей показывают, что на Волыни во многих случаях тела камерных пегматитов не являются вполне изолированными, а бывают сочлененными с серией жильных пегматитов и иногда расположены кустами (Ивантишин и др., 1957). При изучении камерных пегматитов Казахстана — района более обнаженного по сравнению с Волынью — было встречено много примеров тому, что камерные пегматиты представляют только отдельные звенья в целой цепи тел, непосредственно связанных друг с другом. На это указывает, в частности, Б. Эфрос (устное сообщение; рис. 80), а также особое внимание обращает Ю. Долгов (1963). Вероятно, у всех камерных пегматитов, даже кажущихся вполне изолированными, при детализации работ будут обнаружены подобные сети апофиз.

2. Судя по многочисленным фактическим данным, занорыши бывают расположены не только под кварцевым ядром в теле камерного пегматита, а и в стороне от него, прямо внутри гранита (рис. 81). Наложенность процесса формирования занорыша на ранее существовавшие породы в таких примерах очевидна.

3. В. Никитин, А. Карякин и М. Хотенок установили, что тела камерных пегматитов Волыни сопровождаются развитой в гранитах сетью щелей растворения (видно в керне скважин) с друзами мелких кристаллов кварца и полевых шпатов на стенках (Никитин, 1959). Формирование занорышей в пегматите и этой сети щелей растворения в граните, по-видимому, единый процесс.

4. Во многих камерных пегматитах Волыни и Казахстана проявлены энергичные внутриминерализационные тектонические деформации. Полевошпат-кварцевые породы пегматитов бывают брекчированы, крупные блоки микроклина разбиты на части и все сцементировано кварцем, а иногда и флюоритом. Вряд ли правильно эти явления трак-

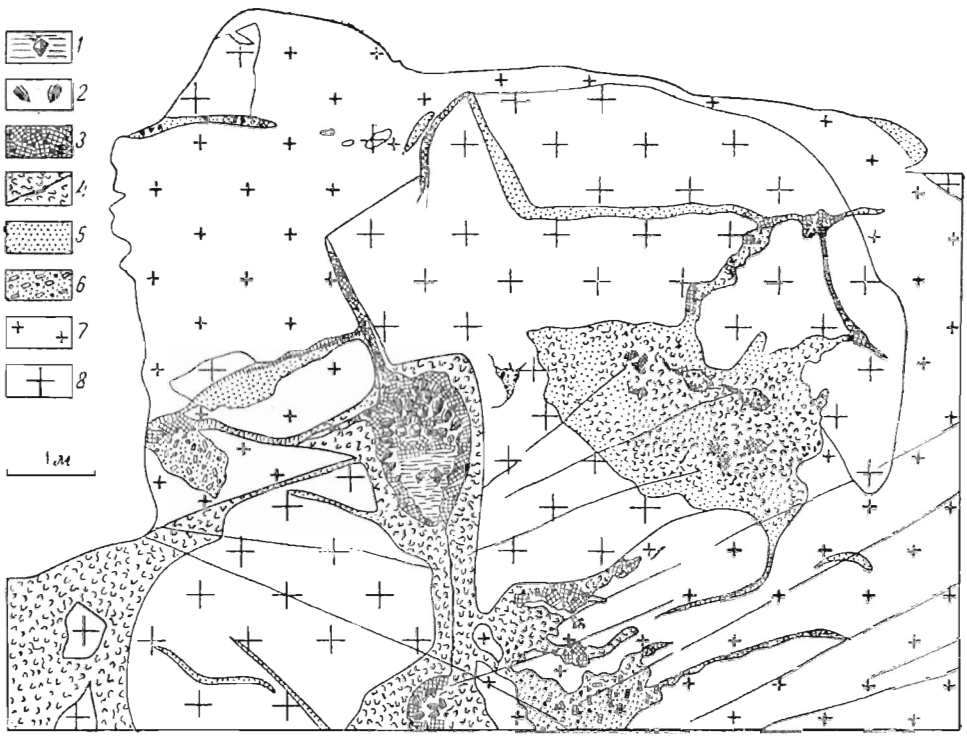


Рис 80. Зарисовка участка пегматита камерного типа. Центральный Казахстан. Составил Б. Эфрос

1 — кристаллы флюорита в полевошпатовой крошке; *2* — кристаллы мориона; *3* — кварц-полевошпатовая порода пегматоидной структуры; *4* — графический пегматит с прожилками кварца и трещинами, выполненными друзами мориона; *5* — мелкозернистый гранит; *6* — мелкозернистый порфировидный гранит; *7* — среднезернистый лейкократовый гранит; *8* — крупные и мелкие ксенолиты биотитовых порфировидных гранитов

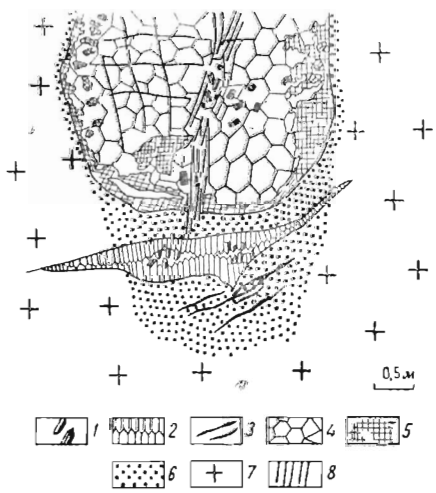


Рис. 81. Зарисовка разреза пегматита камерного типа. Центральный Казахстан. Составил Б. Эфрос

1 — кристаллы горного хрусталя и раухтопаза; *2* — друзовидный кварц прожилков; *3* — прозрачный кварц прожилков; *4* — крупноблоковый кварц ядра; *5* — полевой шпат; *6* — мелкозернистый лейкократовый гранит; *7* — крупнозернистый биотитовый гранит; *8* — трещины

товать в качестве результата обрушения стенок камеры, как это допускают некоторые исследователи. Буровыми работами установлено, что брекчирование пород имеет место и на глубине под пегматитовыми телами, и в этих брекчированных породах наблюдаются те же процессы альбитизации, возникновения флюорита и кварцевой минерализации (устное сообщение А. Лукашова и Б. Эфрос). Следовательно, после тектонической проработки самих тел и нижележащих пород растворы, наложенные на пегматиты, вызвали хрусталеобразование и кристаллизацию флюорита.

5. Работами многих исследователей (Дмитриев, 1960; Захарченко, 1965 и др.) в самих телах камерных пегматитов и в связанной с ними сети других пегматитовых тел обнаруживается все больше наглядных явлений перекристаллизации горных пород. Еще более интересные факты — развитие гигантских метакристаллов кварца прямо в гранитах — исследованы С. Дмитриевым, А. Захарченко, Б. Эфросом и др. Кварц в срединных частях этих метакристаллов представлен «сетчатой» разновидностью. Естественно, что в этом случае неправилен вывод о возникновении такого «сетчатого» кварца вследствие резкого охлаждения его кристаллов. Метакристалл окружен только тончайшей пленкой питающего раствора, и ее тепловой баланс, конечно, никак не может отразиться на громадной массе всего метакристалла. Вероятно, полигональная система трещин в кварце может возникать не только в силу резкого охлаждения кварца, но и под влиянием другой причины.

6. Как установлено в последние годы в Казахстане, камерные пегматиты с крупными кристаллами кварца и флюорита расположены на рудном поле, будучи приуроченными к сочленениям тектонических зон; наложенная минерализация проявлена не только в пегматитах, но и в гранитах вдоль этих зон (устное сообщение А. Лукашева).

При рассмотрении генезиса пегматитов других типов было показано, что в процессе их формирования по крайней мере трижды возникали полости растворения (занорыши) со стенками, покрытыми кристаллами различных минералов: 1) в стадии существенной перекристаллизации горных пород; 2) при процессах массовой альбитизации горных пород; 3) в процессе редкометального оруденения.

В камерных пегматитах некоторые полости растворения сопровождаются сильным разрушением микроклина, олигоклаза и альбита, их серицитизацией. Возникновение этих полостей происходило позже трех других, только что упомянутых. В случае образования камерных пегматитов разработка полостей протекала, по-видимому, в течение нескольких перечисленных периодов и особенно интенсивно в последнем.

Все приведенные факты сопряженности тел камерных пегматитов с сетью других пегматитов, случаи явной наложенности процессов разработки гнезд не только на сами пегматиты, но и развитие их в гранитах, явления интенсивной внутриминерализационной тектоники, сопряжение некоторых тел с зонами повышенной трещиноватости гранитов и наличие в них той же минерализации, что и в самих пегматитах, трудно согласовать с гипотезой фракционной кристаллизации расплава в существенно замкнутой камере. Наоборот, все указывает на открытость системы.

Однако некоторые исследователи утверждают, что имеются камерные пегматиты, находящиеся в полной изоляции среди гранитных массивов, но для понимания их генезиса необходимы дополнительные исследования.

Очевидно, гипотезу Ю. Долгова о периодическом резком охлаждении растворов и их вскипании — явлениях, которые можно ожидать при резком приоткрывании трещин, — естественнее связывать с представлением об открытой системе.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Отдельные звенья хода процессов образования пегматитов сведены в общую упрощенную схему (табл. 9). Ее нужно дополнить указанием периода образования кристаллов кварца в занорышах разного типа; главная масса кристаллов кварца возникала после массовой альбитизации пород.

В пегматитах встречено множество редкометальных минералов. В каждом виде пегматитов легко устанавливается последовательность их возникновения по признакам нарастания одного минерала на другой, или по признаку замещения их друг другом. В сводной таблице все редкометальные минералы объединены в одну группу (показаны одним значком).

Раньше общую трактовку физико-химических условий хода процессов формирования приходилось создавать, основываясь главным образом на косвенных петрологических и геологических представлениях и типоморфизме минералов. К настоящему времени накоплены фактические данные, позволяющие уточнить эту трактовку. Имеются в виду результаты исследования минералообразующих сред, законсервированных в виде включений внутри самих минералов. В эти исследования, систематически начатые в СССР два десятилетия назад главным образом Н. Ермаковым, Г. Лемлейном и их сотрудниками, впоследствии были вовлечены многие геологи (Долгов, 1965; Калюжный, 1965; Соболев и др., 1964; Бакуменко, 1965; Карский, Зорин, 1965; Little, 1960; Roedder, 1963 и др.).

Достоверность и точность определения главных физико-химических параметров минералообразующих сред, как известно, различна. Наиболее полные данные получены пока по определению температур минералообразующих сред. Больше всего изучены включения сред кристаллизации минералов в камерных пегматитах, меньше сведений имеется о минералах слюдоносных и редкометальных пегматитов.

Вполне достоверным можно считать, по-видимому, определение температур сред кристаллизации кварца в гнездах камерных пегматитов. Разные исследователи получили примерно одинаковые результаты — начало кристаллизации («сетчатый» кварц) около 600° С, конец 200--150° С (аметиста 150—80°). Близкие значения разными авторами получены для флюорита в гнездах (250—180°). Большое расхождение данных имеется по температурам кристаллизации блокового кварца (и кварца горных пород пегматоидной структуры) — 780—560° С (у некоторых авторов до 400°). Мало данных, характеризующих условия кристаллизации письменных гранитов (но во всяком случае, выше 500—600°; Л. Базаров говорит о 780° и 675—540° С для кварца из сегрегационных пород). Для других минералов имеются следующие данные: топаз 275--320°, турмалин 300—350°, берилл 300—500°; ильменит 300—480° С.

Включения минералообразующих сред в мусковите описаны Б. Карским, Ю. Зориным и А. Никаноровым, И. Михайловым. Включения при нагревании начинают расщеплять слюду, и опыты удается довести только до температур около 300° С. По определению температур кристаллизации кварца, находящегося в парагенезисе с мусковитом, получены значения температуры около 400° С.

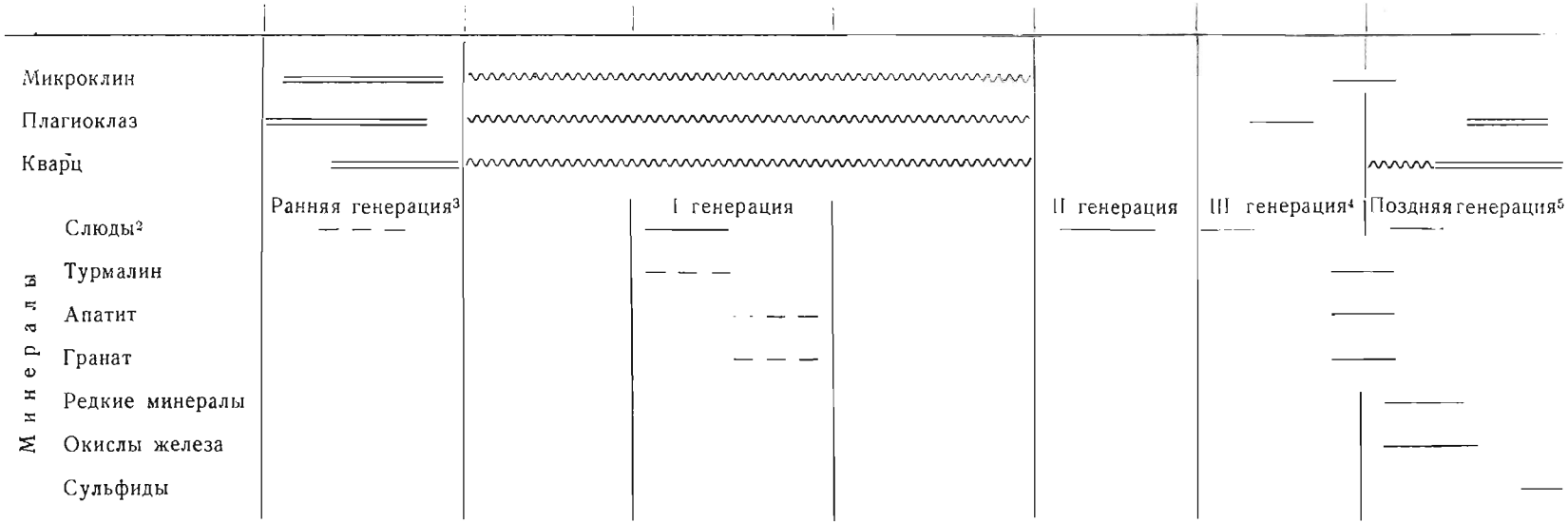
Следовательно, даже эти неполные данные подтверждают справедливость намеченных А. Ферсманом тепловых режимов образования главных минеральных парагенезисов в пегматитах и тех представлений, которые переданы на схеме (см. табл. 9).

Постепенно пополняются данные и по определению давления в системах минералообразования в пегматитах. Оно, по-видимому, изменялось от более высоких в начале процесса (1000—1100 *атм*) до 300—

Таблица 9

Схема общей последовательности течения процесса формирования пегматитов

	Полная кристаллизация магматического расплава	Видоизменение первичных пород пегматитовых тел					
Главные факторы, вызывающие процессы	Падение температуры	Влияние на твердые породы жил пульсирующих постмагматических растворов, проникающих в жилы по трещиноватым зонам в условиях изменяющихся температур, давления и концентрации компонентов в растворах. В небольшой степени влияние межгранулярных растворов, оставшихся после кристаллизации расплава					
		—600—575° ($\alpha Q \rightarrow \beta Q$) ——→ ~400°					
	850—750°C	Надкритические растворы					Водные растворы
Характер взаимообмена между растворами и породами пегматита[1]		$\overline{Na\downarrow}$ | $\rightarrow$ K Na, $\overline{OH\downarrow}$	$\rightarrow$ K $\overline{Na\downarrow}$	$\rightarrow$ K Na, $\overline{OH\downarrow}$ B, P	$\rightarrow$ K, Si Ti, TR, $\overline{Cu\downarrow}$ Fe, Mg, Mn, Редкие металлы, P, S, CO_2	$\rightarrow$ K, Na Si, Al	
Главные стадии процесса	I Магматическая кристаллизация	II Существенная перекристаллизация мелкозернистых магматических пород жилы			III Метасоматоз		
Характерные периоды процесса	Образование зернистых магматических гранитных или аплитовых пород	Образование письменных гранитов	Образование пегматитовых пород сегрегационной структуры	Образование пегматоидной структуры, зон и гнезд мономинеральных полевых шпатов и кварца	Образование преимущественно соединений B, P, OH и легких металлов	Образование преимущественно соединений тяжелых и редких металлов	



Привнос.

Вынос.

Период образования минералов путем кристаллизации из расплава и раствора.

Период образования минерала путем перекристаллизации.

Период кристаллизации минерала метасоматическим путем.

[1] Характер взаимообмена зависит от состава подстилающих жилу пород и пегматита
[2] Состав слюд зависит от химических особенностей подстилающих жилу пород.
[3] Ранняя генерация мелколистоватых и чешуйчатых слюд.
[4] Чаще биотит, чем мусковит.
[5] Поздняя генерация мелколистоватых и чешуйчатых слюд (жильбертит, серицит).

400 *атм* под конец. Эти данные хорошо согласуются с представлениями А. Гинзбурга и Г. Родионова (1960) о глубинах образования пегматитов камерного типа в пределах 2—4 *км*.

Вещественный состав первичных сред достаточно полно охарактеризован многими исследователями: накоплены ценные сведения по химическому и минеральному составу включений первичных сред; определены химические составы жидкости, находящейся во включениях; методом очень сильного охлаждения и другими путями изучены составы газов; собраны наблюдения по кристаллическим фазам, имеющимся иногда во включениях, и др. В подавляющем числе случаев в этих средах содержатся очень малые количества алюминия. Следы его нашли во включениях, расположенных в крупных кристаллах кварца из камер. Следы или небольшие количества алюминия найдены также и в кварце блоковой структуры, в кварце пород, обладающих пегматоидной, сегрегационной и несколькими разновидностями письменной структур. Эта особенность химического состава включений объективно свидетельствует о том, что все эти горные породы пегматитовых тел не возникали путем магматической кристаллизации.

Главными компонентами среды кристаллизации этих пород, состоящих из кварца и полевого шпата, должны были являться вещества, отвечающие составу гранита. Различные соли и летучие компоненты содержались здесь в несравнимо меньших количествах. В гранитной магме на долю алюминия приходится около 7—8%. Из-за повышенного содержания летучих и солей, допускаемого для «пегматитовой» магмы, содержание алюминия несколько (но немного) снизится. Этот «пегматитовый расплав» (или расплав-раствор, как говорят некоторые геологи) будет захвачен и законсервирован во включении. При дальнейшем охлаждении минерала (в данном случае кварца) бóльшая часть кремнезема выкристаллизуется на стенках вакуоли (эти полоски нарастания обнаружены и описаны), часть кремнезема останется в жидкой фазе (она тоже найдена); наконец, какая-то доля кремнезема войдет в состав новых кристаллических фаз, находящихся во включениях. Часть щелочей войдет в солевой раствор жидкой фазы включения, а остальное количество — в соединения новых кристаллических фаз (кристаллики галита, сильвина и др.).

Благодаря осаждению из первичного включения среды кремнезема, удалению в кристаллическую фазу части щелочей, концентрация алюминия в оставшейся жидкости должна сильно возрасти, однако изучение состава включений показывает, что содержание алюминия во включениях крайне низкое, часто обнаружены только следы его. Правда, иногда во включениях замечали чешуйки слюды и их скопления, однако в подавляющем числе случаев не они являются ведущими минералами. Все это убедительно свидетельствует о том, что все горные породы, в кварце которых имеются включения, не содержащие больших количеств алюминия, не могли возникнуть из «пегматитовой магмы».

Этот вывод, неизбежно вытекающий из фактов, идет в разрез с мнениями многих исследователей, изучавших включения в минералах пегматитовых тел. Эти исследователи считают, что блоковые кварц и полевые шпаты, породы пегматоидной структуры и часть письменных гранитов возникали из первичного пегматитового расплава. Низкое содержание алюминия во включениях свидетельствует о том, что такие породы образовались в действительности в процессе перекристаллизации. Этот процесс будет протекать и в том случае, когда концентрация в растворе веществ, охваченных перекристаллизацией, или части этих веществ (полевой шпат) будет невелика. При этом солевой состав таких растворов может изменяться в самых широких пределах. Следовательно, утверждение, что пегматиты возникали «путем переплавления гранитов» (Захарченко, 1965) не оправданно.

О включениях в кварце, существенно состоящих из полевых шпатов, сообщает И. Бакуменко. Они были обнаружены в кварцевых зернах аплита и в кварце одной из разновидностей письменных гранитов. В последнем случае включения могли находиться и в тех зернах кварца, которые были унаследованы из состава исходных мелкозернистых пород в процессе перекристаллизации последних. Этот вопрос рассмотрен в предыдущих разделах.

Установлено, что в состав минералообразующих сред, кроме кремнезема, в существенных количествах входят натрий, калий, кальций, угольная кислота, сероводород, хлор- и фтор-анионы, сульфат-анион, азот, благородные газы, водород, различные углеводороды и немного кислорода. Замечено, что состав включений варьирует в разных пегматитах и изменяется в одном и том же пегматите в зависимости от смены температур среды минералообразования (с падением температуры концентрации веществ в растворах снижается).

Итак, данные по изучению включений объективно свидетельствуют о ведущей роли растворов при формировании почти всех пород пегматита. Намеченная схема процесса формирования пегматитов получает подтверждение.

Таким образом, генезис пегматитов характеризуется следующими особенностями.

1. Пегматиты со всеми присущими им особенностями строения возникали из обычных магматических пород (гранитов, гранит-аплитов) путем перекристаллизации этих пород и их метасоматического преобразования. В ряде случаев процессам преобразования подвергаются имеющиеся в жилах ксенолиты вмещающих пород, а частично и боковые породы.

2. В первые стадии процесса формирования пегматитов преобразование пород, слагающих жилы, происходило в основном вследствие их перекристаллизации. В эти стадии создавались все главные, различные по структурным особенностям кварц-полевошпатовые породы, составляющие пегматитовые тела (за исключением альбитовых пород). Одновременно происходило и дифференциальное перемещение веществ кварца и полевых шпатов внутри жил, приводившее к возникновению зональных текстур пегматитов.

3. В последующие стадии процесса роль метасоматических явлений возрастала, и в разные периоды стадий благодаря этому возникали различные парагенезисы минералов, образовавшихся метасоматическим путем. В определенных условиях в пегматитах возникали камеры растворения с кристаллизацией крупных кристаллов кварца, флюорита, топаза и др.

4. Превращение исходных магматических пород в пегматиты совершалось главным образом под влиянием постмагматических растворов, поступавших в жилы с глубин. Весь процесс формирования пегматитов от начала и до конца протекал по принципу открытой системы.

5. Формирование пегматитов происходило в течение длительного периода в изменяющихся со временем физико-химических условиях. Жилы горных пород преобразовывались под влиянием надкритических растворов. С течением времени температура растворов падала. Метасоматический процесс минералообразования происходил под влиянием гидротерм.

6. В определенных физико-химических условиях в результате преобразования жил создавались типичные только для этих условий структурные разновидности кварц-полевошпатовых пород, слагающих пегматиты, а при метасоматических явлениях — типичные парагенезисы минералов.

7. Инфильтрация в жилы постмагматических растворов происходила пульсационно. Условия среды минералообразования были непостоянны.

8. Массовая альбитизация пород пегматита происходила позднее полного формирования гнезд и зон сливного кварца. Все минералы, являющиеся рудами редких металлов, и крупнокристаллические промышленно ценные слюды образовывались в пегматитах метасоматическим способом в уже твердых породах пегматитов. Бóльшая часть редкометальных минералов возникала после массовой альбитизации пород.

9. Пути для проникновения постмагматических растворов в жилы в тот или иной период их формирования, а следовательно, и возникновение тех или иных продуктов преобразования пород определялись внутрирудной тектоникой и особенностями пород пегматита, подвергавшихся влиянию постмагматических растворов. Тип трещиноватости жил, возникновение повышенной пористости пород, служившей путями для проникновения растворов, зависел от формы пегматитовых тел, особенностей их текстур, создававшихся к периоду возникновения повышенной трещиноватости, и от геологических условий залегания жил.

10. Условия, влиявшие на процессы преобразования жил, в разных случаях бывали разнообразными. Этим объясняется возникновение пегматитов с различными типами текстур — нормально зональных, обратно зональных, асимметрично зональных, полизональных, пегматитов с ячеистой и участковой текстурами и др. Эта же причина существенно сказывалась на разнообразии минерализации разных жил, принадлежащих к единой свите, и на вариациях закономерностей распределения промышленно ценных минералов в телах пегматитов. Закономерности пространственного распределения этих минералов в разных жилах бывают различными. Жилы, в которых ценные минералы сконцентрированы главным образом в верхних частях, являются лишь частным случаем. Наряду с такими жилами имеются пегматиты с ослюденением и оруденением и на глубине, или жилы с рудными гнездами и столбами.

11. Форма, размер и тип сростков кристаллов слюд и редкометальных минералов находятся в зависимости от всей совокупности условий среды их метасоматического образования.

12. Наиболее интенсивно каждое последующее преобразование пород пегматитов развивалось в участках наиболее трещиноватых, пористых пород. Более высокие концентрации различных редкометальных минералов встречаются в жилах, несущих следы деформаций, происходивших до образования какого-либо из этих минералов в общем ходе процесса формирования всего пегматита. Каждая последующая стадия минерализации протекает тем сильнее, чем интенсивнее проявились предшествовавшие тектонические явления.

13. Состав петрогенных элементов, заключающихся в жилах, изменялся в течение процесса формирования пегматитов вследствие двух причин: биметасоматических реакций между веществами жил и вмещающими породами, а также влияния веществ, содержащихся в постмагматических растворах. Состав петрогенных элементов в этих растворах во многом зависел от химических особенностей пород, подстилающих пегматиты, — тех пород, с которыми реагировали инфильтрующиеся постмагматические растворы на своем пути к пегматитовым жилам. Тип минерализации пегматитов зависит от влияния подстилающих пород. Для слюдяных пегматитов такая зависимость понятна, для редкометальных и хрусталеносных — только намечена (Никитин, 1959).

14. Минерализующие постмагматические растворы просачивались не только по узко локализованным зонам — корням пегматитовых жил, в известных случаях они проникали и по тонким трещинам во вмещающих горных породах, образуя там минерализованные швы. Пегматитовые тела являлись лишь наиболее сильно действующими ли-

толого-структурными «ловушками» для рудоносного раствора и метасоматического отложения в них редкометального оруденения.

15. Обмен веществ в процессе формирования пегматитов осуществлялся двумя путями — инфильтрацией растворов и диффузией компонентов в растворах. Новые проявления тектоники иногда неравномерно охватывали пегматитовые тела, и наложение новых порций растворов в таких случаях также неравномерно распределялось по жиле. Из-за всех этих причин в пегматитах создается сложная зональность как в горизонтальном, так и в вертикальном планах.

Неравномерность проявления наложенной внутриминерализованной тектоники по пегматитовому полю часто приводит к пестроте его строения — к перемежаемости друг с другом пегматитов с разной минерализацией. Картина общей зональности пегматитовых полей усложняется еще и тем обстоятельством, что во многих случаях на одном и том же пегматитовом поле имело место неоднократное последовательное внедрение магматических инъекций, давших исходные гранит-аплитовые тела.

В каждый из этих периодов вслед за кристаллизацией гранит-аплитов развивались процессы преобразования их в пегматиты. Такие явления давно известны на ряде пегматитовых полей (Кузнецов, 1955). Рассмотренная зональность отдельных тел и пегматитовых полей согласуется с идеями В. Смирнова о типах гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. В рассматриваемом примере имеет место совмещение стадийного и фациального родов зональности. Эта особенность формирования пегматитовых полей подмечена и для слюдоносных, и для редкометальных провинций (Боровиков, 1961; Филиппов, 1964 и др.).

Наряду с рассмотренными усложнениями строения пегматитовых полей отчетливо усматривается тенденция к общему достаточно устойчивому распределению пегматитовых тел разного типа. Ближе всего к материнским магматическим очагам расположены так называемые «керамические» пегматиты, несущие только слабо проявленную метасоматическую минерализацию, дальше они сменяются редкоземельными, еще дальше слюдоносными, затем пегматитами с бериллиевой минерализацией, пегматитами со сподуменом, потом с пестрой редкометальной минерализацией (литиевой, цезиевой, тантало-ниобиевой и др.) и, наконец, с касситеритом; примерно в такой же последовательности усиливается альбитизация (Недумов, 1965; Солодов, 1962; Боровиков, 1961; Калинин, 1964; Rowe, 1955; Cameron и др., 1954). Эта смена в пространственном распределении пегматитов с различной минерализацией отвечает последовательности кристаллизации минералов. Исключение составляют только слюдяная и редкоземельная минерализации. Первая возникает раньше второй, а в зональности рудных полей они занимают часто обратное положение.

Установленные особенности хода процессов формирования пегматитов и строения пегматитовых полей дают возможность уточнить представления о динамике функционирования магматических очагов.

Рисунок зонального строения кристаллов мусковита свидетельствует о множестве пульсов в поступлении постмагматических растворов и соответствующем изменении сред кристаллизации. Смена осаждения катионов в отдельных интервалах времени происходила от катионов с меньшей основностью к более основным, а затем в обратном порядке. Все это повторялось множество раз в интервал времени, отвечающий всего только росту кристалла.

На фоне такой дробной пульсации постмагматических растворов проявлялись резкие изменения состава растворов. Им предшествовали более энергичные проявления внутриминерализационной тектоники. Происходила радикальная смена возникающих парагенезисов минера-

Таблица 10

Классификация пегматитовых месторождений

По А. Гинзбургу и Г. Родионову (1964)

Формации пегматитов, возникающие в зависимости от условий глубинности	Типы пегматитов, возникающие в зависимости от геохимических особенностей данной провинции	Разновидности пегматитов, обусловленные преобладающим развитием в данном теле образований отдельных этапов процесса	Условия залегания пегматитов отдельных формаций
Редкоземельные пегматиты	Ортитовые Монацитовые Титано-тантало-ниобатовые Уранинитовые	Ранние кварц-полевошпатовые, безрудные Ортитовые, монацитовые, уранинитовые, тантало-ниобатовые I рудного этапа	Глубинные комплексы пород, представленных аляскитовыми гранитами, мигматитами, гиперстеновыми, биотит-гранатовыми, силлиманитовыми гнейсами и диопсидовыми породами. Породы относятся к гранулитовой фации метаморфизма
Слюдяные пегматиты	Мусковитовые Уранинит-мусковитовые Монацит-мусковитовые	Ранние кварц-полевошпатовые, безрудные Мусковитовые, монацитовые, уранинитовые I рудного этапа Альбитовые, безрудные Мусковитовые III рудного этапа	Глубинные комплексы пород, представленных биотитовыми гранитами, мигматитами, биотитовыми, биотит-гранат-кианитовыми, мусковит-ставролитовыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами, мраморами. Породы относятся к ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма
Берилл-мусковитовые	Берилловые	Ранние кварц-полевошпатовые, безрудные Берилловые I рудного этапа Альбитовые с танталитом II рудного этапа	Комплексы средних глубин, представленные биотитовыми или двуслюдяными гранитами, мусковит-кордиеритовыми, мусковит-андалузитовыми, биотит-кварцевыми сланцами, амфиболитами и известняками. Породы относятся к кордиерит-антофиллитовой субфации метаморфизма

Редкометальные пегматиты	Альбитовые	Сподуменовые Берилловые Танталитовые Касситеритовые	Ранние кварц-полевошпатовые, безрудные Сподуменовые, фосфатные I рудного этапа Альбитовые с бериллом или танталитом II рудного этапа Грейзеновые с касситеритом или лепидолитовые с цветными турмалинами, микролитом, поллуцитом, петалитом III рудного этапа	
	Пегматиты с драгоценными камнями	Топазо-берилловые Лепидолитовые с полихромными турмалинами	Ранние кварц-полевошпатовые, безрудные Сподуменовые, берилловые и другие I рудного этапа Лепидолитовые II рудного этапа	
Хрусталеносные пегматиты (миароловые)		Собственно хрусталеносные Флюоритовые и топазовые	Кварц-полевошпатовые, безрудные С кварцевыми ядрами Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, хрусталеносные	Комплексы пород относительно малых глубин, представленных двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, филлитами и хлоритовыми сланцами. Породы относятся к фации зеленых сланцев. Иногда породы не метаморфизованы

лов. Например, ранее устойчивые микроклин, олигоклаз и кварц испытывали массовую альбитизацию; альбититы позднее сами подвергались сподуменизации; потом сподумен в свою очередь замещался альбитом и т. д. Важно подчеркнуть, что эти резкие, радикальные изменения сред и состава растворов происходили также повторно. Например, сподумен, развившийся метасоматическим путем в альбите, позже сам подвергался альбитизации, иногда достаточно интенсивно (вплоть до полного уничтожения, Гинзбург, 1950, 1955); микроклин замещался альбитом, а впоследствии этот альбит замещался новым микроклином и т. д.

Наконец, могли иметь место еще более крупные события в изменении обстановки. После окончания процесса формирования пегматитов могло происходить внедрение нового магматического материала. В этом случае жилы и дайки гранит-аплитов будут рассекать уже вполне сформированные пегматиты и, в свою очередь, потом подвергаться процессам перерождения в пегматиты со всеми соответствующими стадиями.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пегматиты с резко различными типами минерализации залегают в комплексах горных пород, испытавших разные степени метаморфизма. Д. Коржинский (1937) обосновал положение о том, что та или иная минерализация пегматитов отображает специфичность условий метаморфизма вмещающего комплекса горных пород. Учитывая этот вывод и известные идеи А. Ферсмана (1940) о приуроченности пегматитов разного минерального состава к различным глубинам, А. Гинзбург и Г. Родионов предложили разделить пегматиты по условиям их образования на четыре типа (четыре формации): редкоземельные (для глубин больше 8 *км*), слюдяные (6—8 *км*), редкометальные (4—6 *км*) и хрусталеносные (2—4 *км*). Выделение этих четырех типов обосновано и выражает известную зависимость минерального состава пегматитов от условий их образования. Однако эта классификация отображает лишь общую тенденцию. На одном и том же пегматитовом поле в зависимости от локальных вариаций внутри минерализационной тектоники в ближайшем соседстве иногда оказываются пегматиты с разными типами минерализации. Дальнейшее подразделение пегматитов целесообразно производить по деталям их минерального состава.

В настоящее время наиболее рациональной является рассмотренная классификация А. Гинзбурга и Г. Родионова с поправками к ней (табл. 10).

Пегматиты всегда являются постскладчатыми образованиями. Они могут быть метаморфизованы в последующие эпохи складчатости, но не возникают синхронно с ними. В областях развития сравнительно молодой магматической деятельности, как, например, в Северо-Восточном Казахстане (герцинская эпоха), это не вызывает сомнения. В районах древних складчатых сооружений вопрос о месте пегматитов в общем развитии геологических структур разрешен менее единодушно. Ряд геологов считает, что здесь пегматиты синорогенны (Великославинский и др., 1963). Однако едва ли это справедливо. Пегматиты здесь пересекают дайки измененных основных магматических пород, которые в свою очередь рассекают уже готовые складчатые сооружения гнейсов (Северная Карелия). Процессы формирования пегматитов явно синхронны с регрессивным метаморфизмом формаций вмещающих метаморфических пород. Пегматитовые тела часто группируются на территории в зоны, пересекающие складчатые структуры (Скропышев, 1948; Никитин, 1957; Иванов, 1959; Боровиков, 1961).

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Изд. Средне-Азиат. ИМС, Ташкент, 1960.

Бакуменко И. Т. О первичных включениях в магматогенных минералах и начальных экспериментах с ними. В сб.: «Минералогеническая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Белянкина Е. Д. [и др.]. Генезис и типизация промышленного мусковита. Изд-во АН СССР, 1958.

Беус А. А. и Залашкова Н. Е. О генезисе натриевой разновидности берилла в гранитных пегматитах. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, вып. 10, 1956.

Беус А. А. О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометальных минералов в процессах замещения. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИМГРЭ, вып. 7).

Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 57, 1961.

Боровиков П. П. О метасоматической природе слюд (мусковит, флогопит, вермикулит). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 108, 1964.

Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. «Зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук», 1940, № 49, вып. 9.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 17.)

Власов К. А. О генезисе пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов.)

Вовк П. К. и Возняк Д. К. О характере альбитизирующих растворов. (Тезисы II Всесоюз. совещ. по геотермометрии.) Изд. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, 1965.

Гинзбург А. И. и Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геология рудных м-ний», 1960, № 1.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометальных пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 41).

Говоров И. Н. и Филиппова Т. Г. Химизм минералообразующих растворов редкометальных месторождений, связанных с гранитоидами (Тезисы II Всесоюз. совещ. по геотермометрии). Изд. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1965.

Дмитриев С. Д. Пегматиты Центрального Казахстана. Мат-лы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 29, 1960.

Долгов Ю. А. Минералообразование в камерных пегматитах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1965, вып. 1.

Дядькина И. Я. Особенности формирования берилла в пегматитовых жилах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, вып. 2.

Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1956.

Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов.)

Завалишин М. А. и Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе. Мат-лы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, вып. 6. Иркутск, 1960.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1947, № 1.

Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов).

Иванов Г. В. О тектонических условиях формирования пегматитовых жил. Тр. Иркут. ун-та, т. 14, серия геол., вып. 4, 1959.

Ивантишин М. Н. [и др.]. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Изд-во АН УССР, 1957.

Калинин П. В. К систематике пегматитов Вишневых гор. «Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1964, № 10.

Калюжный В. А. К возрастным взаимоотношениям жидких включений в кварце и эволюция состава минералообразующих растворов пегматитов Волыни. (Тр. I симпозиума по изучению газово-жидких включений в минералах). В сб.: «Исследования минералообразующих растворов», т. 2, Изд-во «Недра», 1965.

Карский Б. Е. и Зорин Ю. И. Результаты исследования газовых включений в мусковите. (Тезисы II Всесоюз. совещ. по геотермометрии.) Изд. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1965.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В сб.: «Слюды СССР». Изд. ЦНИГРИ, 1937.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Кузнецов В. И. К вопросу о месте сподумена в процессе формирования гранитных пегматитов. Минерал сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.

Кузнецов В. И. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения. Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. 28. серия нефтяная, № 5, 1955.

Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. В кн.: «Пегматиты СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1939.

Майский Ю. Г. Термометрические исследования включений в топазе из пегматитов Ихе-Наратин-Хидского гранитного массива. (Тезисы II Всесоюз. совещ. по геотермометрии). Изд. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, 1965.

Мануйлова М. М. К вопросу о генезисе редкометальной минерализации в пегматитах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, вып. 2.

Маслова И. Н. Ультрамикрохимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений кварца Волыни. «Геохимия», 1961, № 2.

Мораховский В. Н. Вещественный состав и внутреннее строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдяной провинции. «Зап. ЛГИ», 1964, т. 47, вып. 2.

Наливкин А. Б. Генезис сподуменовых пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов).

Недумов И. Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).

Никаноров А. С. и Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, вып. 3.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. «Зап. ЛГИ», 1955, вып. 2.

Никитин В. Д. Особенности редкометальной минерализации в пегматитовых жилах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1957, № 1.

Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. «Зап. ЛГИ», 1959, вып. 2.

Никитин В. Д. Пространственное положение слюдоносных зон в телах гранит-пегматитов Мамской провинции. «Зап. ЛГИ», 1965, т. 49, вып. 2.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Петровская Н. В. Гигантомигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского района. ОНТИ, 1937.

Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторые особенности пегматитообразования. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).

Руденко С. А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов).

Рудовская Л. Н. Циртолиты из пегматитов Северо-Западного Беломорья. Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ИМГРЭ, вып. 8).

Рундквист Д. В. Происхождение ельчатых графических структур пегматитов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 96, № 3, 1963.

Рыцк Ю. Е. Роль тектоники в формировании слюдоносных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов).

Салье М. Е. О некоторых закономерностях размещения мусковита в пегматитах Северной Карелии. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, вып. 2.

Скропышев А. В. О некоторых закономерностях в распределении пегматитовых образований в пределах КФССР. Бюлл. техн. информ. ЛГНТ, № 6, 1948.

Соболев В. С. [и др.]. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов. «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 2.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.

Сучков П. Н. К вопросу о слюдоносности мамских гранит-пегматитовых полей. «Минеральное сырье», 1961, вып. 2.

Успенский Н. М. О генезисе пегматитов Золотой горы. «Сов. геология», 1945, № 4.

Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. Изд-во «Недра», 1965.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.

Филиппов В. А. Структурно-генетические особенности и геохимические критерии редкометальных пегматитов. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1964, № 5.

Хитаров Н. И., Арсеньева Р. В., Лебедев Е. Б. Опыты по плавлению гранита в присутствии воды. «Геохимия», 1957, № 5.

Цинзерлинг Е. В. Растрескивание пластинок кварца при температурах от 200° до 600° С. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 4).

Шапошников Г. Н. Футлярообразная форма кристаллов турмалина. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, вып. 2.

Шмакин Б. М. Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 4.

Шуркин К. А. и Сальс М. Е. Особенности химизма пегматитов Северной Карелии. «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 4.

Cameron E. N., Jonns R. H., Mc Nair A. H. and Page I. R. Internal structure of granitic pegmatites. Econ. Geol., Mon. 2, 1949.

Cameron E. N., Larrabes D. M., Mc Nair A. H., Page I. I., Shainin V. E. Pegmatite investigations. Geol. Surv. Prof. Pap., No. 255, 1954.

Datta A. K. Geology and Petrology of Pegmatites in parts of Ajmar — Bhilwara, Rajasthan. Ind. Mins., vol. 16, No. 3, 1962.

Landes K. K. Paragenesis of the granite pegmatites of central Maine. Amer. Mineralogist, No. 11, 1925.

Landes K. K. The Baringer Hill. Texas, pegmatite. Amer. Mineralogist, No. 8, 1952.

Little W. M. Inclusions in cassiterite and associated minerals. Econ. Geol., vol. 55, No. 3, 1960.

Schaller W. T. Pegmatites · ore deposits of the Western States (Lindgreen Volume). Chap. III, 1933.

Ramberg H. Pegmatites in West Greenland. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 67, No. 2, 1956.

Roedder E. I. Studies of fluid inclusions. II. Freesing data and their interpretation. Econ. Geol., vol. 58, No. 2, 1963.

Roy B. C. The Nellor Mica Belt. Bull. Geol. Surv. Ind., Ser. A., No. 11, 1956.

Rowe R. B. Pegmatitic lithium deposits in Canada. Econ. Geol., vol. 49, 1955.

Tuttle O. F. and Bowen N. H. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem., vol. 74, 1958.

Глава третья КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Последнее десятилетие внимание геологов было приковано к карбонатитам, как к новому генетическому типу месторождений полезных ископаемых. До этого времени, с момента введения В. Бреггером (Brogger, 1921) понятия о карбонатитах, они рассматривались главным образом как редкая разновидность эндогенных, существенно карбонатных пород. Несмотря на открытие в 30—40-х годах пирохлора и апатита в карбонатитах Африки (Ф. Дикси в 1935 г.; К. Девис в 1940 и 1947 гг.) и Норвегии (Х. Эккерман в 1948 г.), карбонатиты еще не получили признания как важный промышленный тип месторождений ниобия и фосфора. Фактически лишь после выхода работ А. Фаули и Т. Джеймса (Fawlay a. James, 1955), Р. Роу в 1954 г., Х. Бьерликке в 1955 г. и первых сводок В. Смита (Smith, 1956), В. Пикора (Pecora, 1956) и О. Леонардоса (Leonardos, 1956) стало ясно, что ниобиевые месторождения карбонатитового типа существенно меняют состояние сырьевой базы этого металла.

В Советском Союзе проблема поисков карбонатитовых месторождений рассматривалась в работах Л. Бородина (1957), Ю. Шейнманна (1957), А. Гинзбурга, Е. Нечаевой, Ю. Лавренева, Л. Пожарицкой (1958), А. Кухаренко (1958) и Е. Эпштейна (1958).

За последнее десятилетие в результате детального изучения ряда крупных массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов установлено, что с ними связаны существенные промышленные концентрации не только ниобия и фосфора, но также железа и титана (Якупиранга в Бразилии, Ковдор на Кольском полуострове), флогопита и вермикулита (Гули, Одихинча, Маган, Инагли в Сибири, Красномайское в Казахстане и др.), а также редких металлов (тантала, циркония, редких земель), сырья для цементной и строительной промышленности. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, все более и более расширяется. Так, в последние годы на отдельных массивах установлены повышенные концентрации урана, тория, молибдена, меди, а также скопления голубого асбеста, флюорита и ювелирных разностей хризолита.

Следует подчеркнуть, что в трактовке термина «карбонатиты» нет единства мнений. В. Бреггер (Brogger, 1921) предложил это название для карбонатных пород изверженного происхождения, встречающихся в Норвегии в районе Фен (при этом кальцитовые карбонатиты он предложил называть *севитами*, а карбонатиты, состоящие в основном из доломита, — *раухаугитами*). Однако вопрос о магматическом генезисе этих пород дискуссионен. В настоящее время наметились две тенденции в трактовке этого термина. Наиболее принято под карбонатитами понимать существенно карбонатные (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые) породы эндогенного образования, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновного-щелочного состава. В то же время отдельные исследователи (Л. Бородин, А. Жабин, Л. Перчук и др.) термин карбонатиты распространяют

на все эндогенные карбонатные образования, пространственно и генетически связанные со щелочными породами различного состава и происхождения.

Не приводя здесь историю изучения карбонатитов различных районов мира, поскольку она изложена в обзорах В. Смита (Smith, 1956), В. Пикора (Pecora, 1956), А. Гинзбурга, Е. Нечаевой, Ю. Лавренева и Л. Пожарицкой (1958), Б. Кинга и Д. Сутерленда (King a. Sutherland, 1960), де Кюна (Kun, 1961), Э. Хейнриха (1962), С. Томкеева (1962) и других, укажем только, что к настоящему времени во всем мире известно не менее 150 массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, из них в странах Африки — порядка 75, в СССР 45, Канаде 15, Бразилии 6, Западной Европе 4 и США 5.

Наиболее детально за рубежом исследованы массивы Альне в Швеции, Сёв в Норвегии, Кайзерштуль в ФРГ, а также многие массивы Африки, в частности Луеш в Конго (Киншаса); Сукулу, Букусу и Тороро в Уганде; Мрима в Кении; Мбея и другие карбонатиты в Танзании; массивы Анголы; Нкумбва Хилл в Замбии; группа массивов на островах Малави; Шава, Дорова и Чишанья в Южной Родезии; Люлекоп, Шпитцкоп, Магнет-Хейтс и Премьер в ЮАР; Маумбе в Мозамбике. Кроме того, большая литература посвящена карбонатитам Канады — массивам Ока, Монито и Немегос; карбонатитам США — Магнет-Ков и Айрон-Хилл; массивам Бразилии — Якупиранга, Аракса и Тапира.

В Советском Союзе ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты были впервые изучены на Кольском полуострове Д. Белянкиным и В. Влодавцем, а впоследствии Ц. Златкинд и А. Шалимовым. Провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов севера Сибирской платформы была открыта Ю. Шейнманном в 1946 г.

В СССР открыта и с разной детальностью изучена большая группа массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, располагающихся в девяти провинциях. Наибольший вклад в изучение карбонатитовых образований нашей страны внесли коллективы исследователей Ленинградского университета, ВСЕГЕИ, Северо-Западного геологического управления и Кольского филиала АН СССР (А. Кухаренко, Н. Волотовская, М. Орлова, А. Булах, О. Римская-Корсакова, Э. Багдасаров, А. Сергеев, Е. Нефедов, Г. Ильинский, Н. Абакумова, В. Терновой, Б. Сулимов, Б. Афанасьев, Ю. Кирнарский и др.), НИИГА (Г. Моор, Е. Бутакова, Е. Эпштейн, Л. Егоров, Т. Гольдбурт, К. Шихорина, Л. Аникеева, Н. Евзикова, А. Михайлова и др.), ВИМС, Сибгеохи, Иркутского и Якутского геологических управлений (Ю. Шейнманн, А. Гинзбург, Е. Нечаева, Л. Пожарицкая, Ю. Лавренев, Е. Эпштейн, А. Фролов, В. Гайдукова, Т. Здорик, Н. Шармин, Ю. Багдасаров, И. Паньшин, А. Волженкова, Л. Березина, О. Кожевников, И. Егоров, М. Силичев, И. Волкодав, Г. Вахромеев, В. Самойлов и др.), ИМГРЭ (Л. Бородин, Ю. Капустин, А. Жабин, Н. Лапин), ИГЕМ (В. Кононова, А. Глаголев).

Кроме значительного количества используемых и упоминаемых в тексте материалов, к моменту завершения данной рукописи вышли из печати две большие работы. Одна из них, написанная А. Кухаренко, М. Орловой, А. Булахом, Э. Багдасаровым, О. Римской-Корсаковой, Е. Нефедовым, Г. Ильинским, А. Сергеевым и Н. Абакумовой (1965), представляет первое фундаментальное описание массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова. Второй работой является сборник группы сотрудников ИМГРЭ под редакцией Л. Бородина (1965), посвященный ряду вопросов петрологии и геохимии ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Авторы настоящей главы имели возможность, к сожалению, лишь в небольшой степени использовать указанные работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Закономерности размещения карбонатитовых провинций

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов представляют собой, как правило, типичные образования активизированных зон платформ и участков завершенной складчатости. Наиболее характерной особенностью их размещения является приуроченность к зонам глубинных разломов, раскалывающим жесткие консолидированные глыбы. Судя по широкому развитию гипербазитов в составе массивов, а также по другим геологическим и геофизическим данным, магма поступала по этим разломам из верхних слоев мантии с глубины 100—150 *км* (Шейнманн и др., 1961). Примерно к аналогичным же цифрам (100 *км*) приходят А. Кухаренко и М. Орлова, которые при этом основываются на анализе геологического материала и экспериментальных исследованиях Г. Иодера, К. Тилли (1965).

Специфической чертой рассматриваемых массивов является их богатство щелочами, что объясняется замедленным подъемом магмы, способствующим ее дифференциации и формированию многофазных широко дифференцированных массивов, в которых и происходило накопление щелочей в поздних дериватах.

Для возникновения ультраосновных-щелочных массивов необходимо, таким образом, сочетание трех главнейших факторов: 1) наличие жестких консолидированных участков земной коры; 2) возникновение или обновление глубинных разломов; 3) замедленное движение магмы по разломам с возможными остановками, что способствовало глубокой ее дифференциации вплоть до щелочных сиенитов, накоплению щелочей и других летучих компонентов как в интрузивных породах, так и в постмагматических образованиях.

В случае несоблюдения одного или нескольких из этих условий ультраосновные-щелочные массивы не образуются. Так, в геосинклинальных областях возникали гипербазиты нормального ряда, не дающие щелочных дифференциатов. При быстром подъеме гипербазитовой магмы в платформенных условиях образовывались породы типа кимберлитов.

Можно выделить четыре типа провинций ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами (по Ю. Шейнманну с дополнением авторов).

Провинции краевых частей платформ. Массивы приурочены к разломам, проходящим параллельно краю платформ, и располагаются обычно в участках сопряжения с разломами, поперечными или диагональными по отношению к краю платформ. Внедрение интрузий вдоль этих разломов происходило в связи с тектоническими движениями в прилегающих геосинклинальных областях или участках завершенной складчатости. Подобные интрузивы имеют обычно в плане округлую или близкую к ней форму и концентрическое строение и представлены типичными массивами центрального типа. Для них характерно подчиненное развитие карбонатитов по сравнению с силикатными породами. Они располагаются как вблизи края платформ (в десятках километров от него), так и на значительных расстояниях, измеряемых несколькими сотнями километров. К подобного рода провинциям относятся Кольская, Алданская, Чадобецкая и др.

Провинции зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей. Массивы приурочены к разломам, параллельным краю платформ - краевым швам, и располагаются не только в активизированных частях самой платформы, но и в прилегающих к ней зонах консолидированной складчатости.

Специфической особенностью массивов этого типа является их эллипсовидная форма, а в отдельных случаях интрузивы принимают

форму трещинных тел, вытянутых вдоль разломов. В массивах подобного рода обычно отсутствуют дуниты и оливиниты, широко развиты нефелиновые сиениты и карбонатиты. Последние нередко преобладают над силикатными породами.

Формирование массивов этих провинций происходило в период активного проявления блоковой тектоники.

Примером массивов подобного рода являются тела ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, располагающиеся непосредственно в зоне разлома, проходящего в краевой части Сибирской платформы близ границы с Верхоянской геосинклиналью (Сетте-Дабанская провинция), а также массивы Восточного Саяна, залегающие в каледонском обрамлении Сибирской платформы близ ее края.

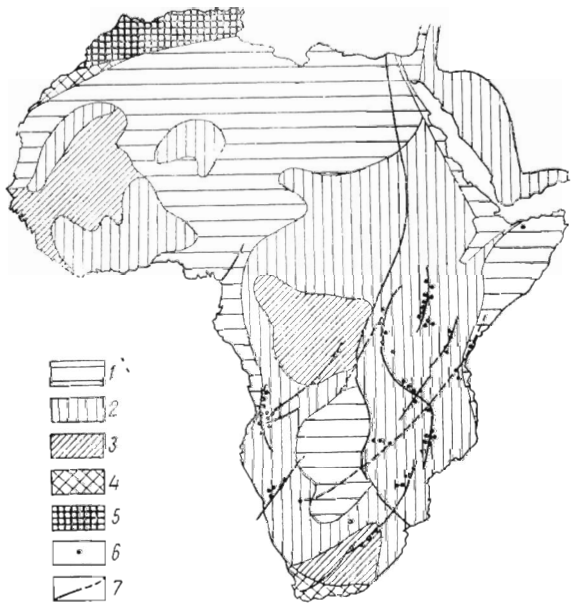


Рис. 82. Размещение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Африки и связь их со сквозьструктурными разломами (на тектонической основе В. Белоусова)

1 — синеклизы на докембрийском складчатом основании, прогибавшиеся преимущественно в мезозое и кайнозое; *2* — синеклизы на докембрийском складчатом основании, прогибавшиеся преимущественно в палеозое; *3* — выходы докембрийского складчатого основания; *4* — антеклизы на герцинском складчатом основании; *5* — альпийские геосинклинали и парагеосинклинали; *6* — массивы ультраосновных-щелочных пород; *7* — разломы

Провинции зон сквозьструктурных разломов. Провинции этого типа характеризуются развитием разломов, раскалывающих платформы вне зависимости от расположения складчатых областей (Шейнманн и др., 1961). Подобные разломы в ряде случаев рассекают не только тело платформы, но и прилегающие консолидированные складчатые области. Для них отмечается наличие кимберлитов, часто пространственно ассоциирующихся с массивами карбонатитов.

Эти массивы характеризуются округлой или эллипсовидной формой и самыми различными количественными соотношениями слагающих их силикатных пород и карбонатитов.

Классическим примером массивов, тяготеющих к зонам сквозьструктурных разломов, могут служить карбонатиты Африки (Луэш, Сукулу, Мбея, Тороро и многие др.).

Провинции срединных массивов. В самое последнее время появились данные о том, что рассматриваемые массивы могут формироваться и в зонах разломов, располагающихся в пределах срединных массивов. Интрузивы подобного типа еще сравнительно слабо изучены, среди них явно преобладают линейновытянутые трещинные тела (Ханкайская, Кокчетавская провинции).

Приуроченность массивов к разломам различного типа определяет закономерности их расположения. Так, для большинства провинций характерно цепочечное расположение массивов, особенно четкое для провинций, связанных со сквозьструктурными разломами (рис. 82).

В некоторых случаях закономерности расположения массивов значительно усложняются. Так, в провинции севера Сибирской платформы размещение массивов определяется участками пересечений нескольких серий субпараллельных разломов различного направления (Егоров, 1964). Подобное размещение объясняется специфическим расположением указанной провинции на стыке двух крупнейших глубинных разломов — Большого Таймырского субмеридионального сквозьструктурного разлома и периферического субширотного разлома, отделяющего Анабарскую антеклизу от Хатангской впадины (рис. 83).

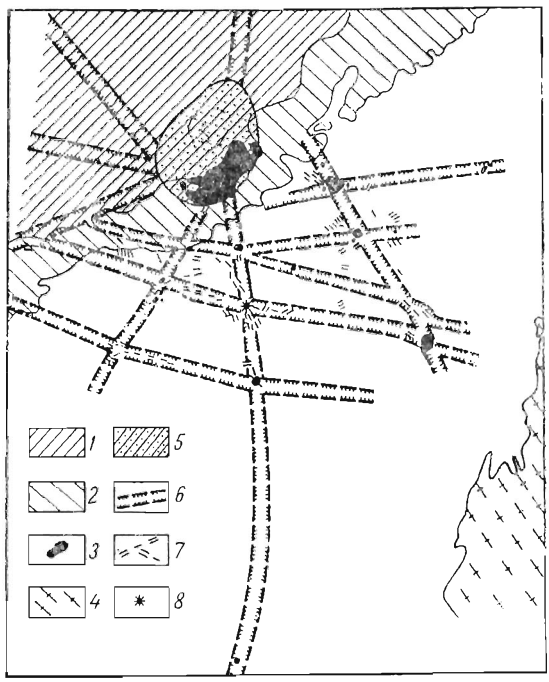


Рис. 83. Схема глубинной дизъюнктивной тектоники Северо-Сибирской (Маймеча-Котуйской) провинции ультраосновных-щелочных пород. По *Л. Егорову* (1964)

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангской впадины; *2* — сибирские траппы и щелочно-ультраосновные эффузивы; *3* — интрузии ультраосновных-щелочных пород, залегающие в нижнепалеозойских осадочных толщах или эффузивах; *4* — гнейсы архея (Анабарский кристаллический массив); *5* — Гулинская магнитная аномалия; *6* — разломы в фундаменте Сибирской платформы и Хатангской впадины; *7* — дайки ультраосновных-щелочных пород; *8* — кимберлитовая трубка

В месте пересечения этих структурных швов и залегает крупнейший в мире Гулинский плутон ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (2000 *км*^{2}).

Возраст массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов зависит от времени заложения или обновления глубинных разломов. Известны массивы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Не менее половины всех изученных массивов мира являются молодыми — мезозойскими и кайнозойскими. На территории Советского Союза наиболее развиты массивы палеозойского возраста (Кольский полуостров, Восточный Саян, Сетте-Дабан, Кокчетав), менее распространены докембрийские (Алдан) и мезозойские образования (север Сибирской платформы).

Таким образом, закономерности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов определяют следующие факторы:

1. Приуроченность к активизированным краевым частям крупных платформ — Сибирской, Русской, Африканской, Канадской и Бразильской (рис. 84). Исходя из этой закономерности, на территории Советского Союза наиболее перспективными районами для нахождения еще не выявленных карбонатитовых массивов являются: южная окраина Русской платформы (Украинский щит, Воронежская глыба, район

Курской магнитной аномалии), Тиман, Северный Казахстан (Кокчетавская глыба), южная окраина Сибирской платформы (Западный и Восточный Саян, Северное Прибайкалье) и др.

2. Четкая связь их с глубинными разломами перечисленных типов.

3. Разновозрастность массивов и зависимость времени их возникновения от времени проявления глыбовой тектоники, в частном случае, от времени складкообразования в примыкающей геосинклинали.

В сходных геолого-структурных условиях на платформах располагаются и интрузивы центрального типа, сложенные главным образом

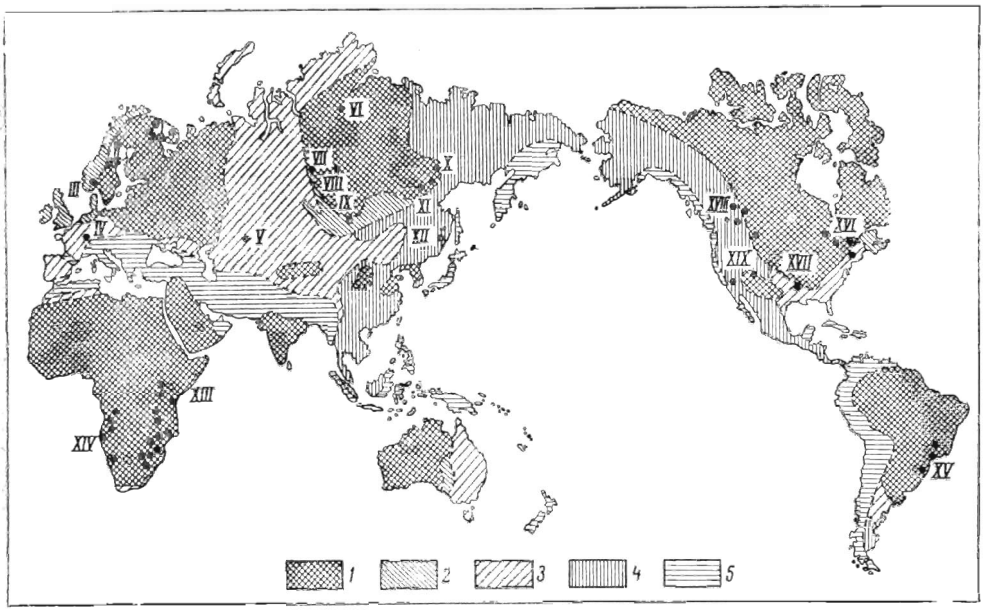


Рис. 84. Размещение провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (на тектонической основе В. Белоусова)

1 — платформенные образования; *2* — каледониды; *3* — герциниды; *4* — мезозойская складчатость; *5* — альпиниды.

Провинции: *I* — Кольская, *II—III* — Скандинавская; *IV* — Рейнская; *V* — Кокчетавская; *VI* — Северо-Сибирская (Маймеча-Котуйская); *VII* — Енисейская; *VIII* — Чадобецкая; *IX* — Восточно-Саянская; *X* — Сетте-Дабанская; *XI* — Алданская; *XII* — Ханкайская; *XIII* — Восточно-Африканская; *XIV* — Западно-Африканская; *XV* — Бразильская; *XVI* — Восточно-Канадская; *XVII* — Арканзасская; *XVIII* — Западно-Канадская; *XIX* — Колорадская

щелочными и нефелиновыми сиенитами агпаитового ряда (типа Хибин, Ловозера, Бурпалы, Сынныра и др.). В некоторых районах (Кольский полуостров) массивы ультраосновных-щелочных пород и агпаитовых нефелиновых сиенитов могут быть приурочены к единым зонам глубинных разломов. Однако массивы нефелиновых сиенитов формируются обычно несколько позже ультраосновных-щелочных интрузивов. При значительном различии в петрографическом составе пород и минеральных ассоциаций указанные два типа массивов характеризуются многими общими чертами строения, близкими закономерностями формирования и некоторыми общими геохимическими особенностями. Так, для обоих типов платформенных образований весьма характерны округлая форма, концентрическое строение, широкое развитие кольцевых структур, многоэтапность формирования, а также резко повышенные содержания щелочей, фосфора, углекислоты, ниобия, титана, циркония, стронция и некоторых других элементов. Все это предполагает и их тесное генетическое родство, в частности, близость или единство исходной магмы.

Еще одним комплексом магматических пород, близким к ультраосновным-щелочным, являются кимберлиты. Эти образования также приурочены к глубинным разломам. Трубчатые тела и дайки кимберлитов либо связаны с теми же глубинными разломами, что и ультраосновные-щелочные комплексы (Африка), либо ассоциируют с разломами, располагающимися на несколько бо́льшем удалении от края платформы (север Сибирской платформы).

Стадийность формирования ультраосновных-щелочных комплексов и место в них карбонатитов

Массивы ультраосновных-щелочных пород имеют обычно сложное строение и включают серии типичных интрузивных ультраосновных и щелочных пород, силикатные метасоматические образования, карбонатиты, посткарбонатитовые породы, нередко комплекс дайковых пород, а в некоторых провинциях — эффузивные и эруптивные образования.

Детальные исследования, проведенные в последние годы геологами нашей страны на массивах Сибири и Кольского полуострова, позволили установить ряд этапов формирования этих комплексов, одни из которых связаны с магматической деятельностью, а другие — с развитием метасоматических процессов (табл. 11, 12).

Этапы магматической деятельности

Выделяются четыре этапа магматической деятельности, различающиеся по составу внедрявшейся магмы, эволюционировавшей во времени от гипербазитовой к щелочно-гипербазитовой, далее к ийолит-мельтейгитовой до щелочно-сиенитовой. Лишь в весьма редких случаях в этих комплексах в качестве крайних членов появляются кварцевые сиениты (массив Кугда на севере Сибири).

Породы последовательных этапов отличаются друг от друга не только по составу, но и по времени образования, характеризуясь четкими интрузивными взаимоотношениями. Как показали исследования В. Кононовой (1966), между образованием пород различных этапов иногда отмечается значительный разрыв во времени, который удается фиксировать по данным определения абсолютного возраста.

Не приводя здесь подробной характеристики интрузивных пород каждого этапа, которая излагается в ряде опубликованных работ (Егоров и др., 1961; Лавренев и Эпштейн, 1962; Кухаренко и др., 1965), укажем лишь на специфические особенности пород, свойственные комплексам каждого этапа.

Гипербазитовый этап. Ультраосновные породы представлены оливинитами, дунит-перидотитами, перидотитами и пироксенитами, нередко связанными постепенными переходами. Наиболее распространены обычно пироксениты, в некоторых массивах (Кольский полуостров) внедрявшиеся в виде самостоятельных интрузивов, рвущих ранние гипербазиты. В типичных массивах центрального типа, располагающихся на платформах, широко развиты и оливиновые породы.

Для гипербазитов характерно присутствие титаномагнетита, количество которого сильно варьирует. Иногда он становится породообразующим минералом, и породы приобретают типичную для косьвитов сидеронитовую структуру. В некоторых случаях наряду с титаномагнетитом в них появляется перовскит, а изредка и порфировидные выделения мелилита (Кухаренко и др., 1965). В отдельных массивах гипербазитов обнаружены платиноиды. Характерно также развитие серпентина.

Указанные особенности сближают гипербазиты платформенных интрузивов с гипербазитами геосинклинальных областей. Однако, в отличие от последних, в них несколько выше содержание щелочей и каль-

Схема последовательности развития интрузивного процесса в ультраосновных-щелочных комплексах Таблица 11

Этап	Породы	Минеральный состав пород			Характерные автометасоматические минералы	Характерные экзоконтактовые изменения магматической стадии
		Породообразующие минералы	Характерные акцессорные минералы	Промышленные минералы		
Гипербазитовый	Дунит-перидотиты **Пироксениты** Косьвиты	Оливин, авгит-диопсид, титаномагнетит	Титаномагнетит, перовскит	Минералы группы платиноидов, титаномагнетит, перовскит	Серпентин	Ороговикование или мраморизация вмещающих пород
Щелочно-гипербазитовый	**Биотитовые перидотиты**	Оливин, авгит-диопсид, биотит	Титаномагнетит, апатит		Клиногумит	Биотитизация гипербазитов
	Хатангиты	Оливин, авгит-диопсид, нефелин	Титаномагнетит, апатит		Клиногумит, канкринит	
	Турьяиты, ункомпагриты и др.	Мелилит, авгит-диопсид, нефелин, оливин	Титаномагнетит, апатит		Канкринит, цеболит, хуанит	
Ийолит-мельтейгитовый	Якупирангиты **Мельтейгиты** **Ийолиты** Уртиты	Диопсид или эгирин-диопсид, нефелин, (микроклин), (оливин)	Перовскит, апатит, сфен или шорломит, магнетит	Нефелин	Канкринит, либенерит, натролит	Формирование нефелин-пироксеновых, пироксен- и мелилитсодержащих метасоматитов по гипербазитам, фенитизация вмещающих гранито-гнейсов
Щелочно-сиенитовый	**Нефелиновые сиениты** **Щелочные сиениты, субщелочные сиениты** Ювиты Кварцевые сиениты	Анортоклаз, нефелин, эгирин-салит или эгирин, (кварц)	Апатит, циркон		Канкринит, альбит	Микроклинизация ийолит-мельтейгитов

Примечание. Жирным шрифтом показаны наиболее распространенные породы; в скобки взяты малораспространенные минералы.

Таблица 12

Схема последовательности развития метасоматических процессов в ультраосновных-щелочных комплексах

Этап	Стадия	Породы	Минеральный состав пород			Примечание
			Породообразующие минералы	Характерные второстепенные минералы	Промышленно ценные минералы	
Силикатных метасоматитов (нефелин-пироксеновых пород) и автореакционных скарнов	Магматическая	Нефелин-пироксеновые, пироксеновые, нефелин-мелилитовые, мелилит-пироксеновые, флогопит-пироксеновые	Нефелин, авгит-диопсид, флогопит, мелилит	Шорломит, магнетит, апатит	Флогопит, апатит	Образуются по гипербазитам на фронте внедрения ийолитов
	Постмагматическая ранняя	Флогопит-диопсидовые, мелилитовые, меланит-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, кальцит-диопсидовые и др.	Диопсид, мелилит, меланит, роговая обманка, катафорит, флогопит, монтичеллит, кальцит	Апатит, волластонит, андрадит, канкринит, магнетит, перовскит	Флогопит, апатит	
	Постмагматическая поздняя	Гидромелилитовые, тремолитовые и др.	Хуанит, цеболит, тремолит, кальцит	Везувиан, гроссуляр		
	Ранняя кальцитовая	Авгитдиопсид-кальцитовые, форстерит-кальцитовые, биотит-кальцитовые, кальцитовые	Авгитдиопсид, форстерит, биотит, апатит, кальцит	Магнетит, дизаналит, кальциртит	Магнетит, апатит	Иногда образуются пироксен-апатитовые и форстерит-магнетит-апатитовые породы

Карбонатитовый	Кальцитовая	Диопсид-кальцитовые, форстерит-кальцитовые, флогопит-кальцитовые, кальцитовые	Диопсид, гумит, или форстерит, флогопит или тетраферрифлогопит, апатит, кальцит	Магнетит, циркелит, бадделеит, гатчеттолит, пирохлор, пирротин	Пирохлор, гатчеттолит, апатит	Иногда образуются диопсид-апатитовые и форстерит-магнетит-апатитовые породы
	Кальцит-доломитовая	Амфибол-кальцитовые, амфибол-доломитовые, тетраферрифлогопит-доломитовые, доломитовые	Рихтерит, эккерманит, магнезиоарфведсонит, серпентин, тетраферрифлогопит, кальцит, доломит	Брусит, апатит, пирит, пирохлор, ферсмит, эшинит, луешит	Пирохлор	
	Доломит-анкеритовая	Эгирин-доломитовые, амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые, анкеритовые	Эгирин, арфведсонит, альбит, доломит, анкерит, сидерит	Пирохлор, эпидот, гроссуляр, сфен, ферсмит, барит, целестин, стронцианит, бастнезит, паризит, бербанкит, анкилит, колумбит, молибденит, галенит, сфалерит	Колумбит, бастнезит, паризит, молибденит	
Посткарбонатитовый		Флюорит-кальцитовые, альбит-эпидот-кальцитовые, гематитовые	Альбит, флюорит, гематит, эпидот, кальцит	Магнезиорибекит-крокидолит Биотит, мусковит, цеолиты, хлорит, ортит, кварц	Флюорит, гематит, крокидолит	

ция. Поэтому в них отсутствует ромбический пироксен и иногда появляется мелилит. Кроме того, в этих породах часто фиксируются лишь следы хрома, содержания никеля и кобальта в них примерно равны и чаще более значительны, чем хрома (Кухаренко и др., 1965). Промышленные концентрации хрома и никеля, столь типичные для гипербазитов нормального ряда, здесь отсутствуют.

Щелочно-гипербазитовый этап. В этот период формировались биотитовые перидотиты и пироксениты, хатангиты и мелилитсодержащие интрузивные породы, нередко характеризующиеся присутствием первичного биотита.

В постмагматическую стадию в этих породах по оливину обычно развивается клиногумит, а интенсивный процесс серпентинизации, как правило, не проявляется.

Ранние гипербазиты и гипербазиты повышенной щелочности совместно были встречены в Гулинском плутоне, где установлена их возрастная последовательность — биотитовые перидотиты прорывают дунит-перидотиты (Егоров, Гольдбурт, Шихорина, 1961).

В редких случаях наблюдаются интрузивные породы, по составу переходные от перидотитов к мельтейгитам, состоящие из оливина, пироксена и нефелина, реже калиевого полевого шпата. Таковы, например, хатангиты — породы эффузивного облика. Они в значительных количествах наблюдались лишь в массивах Маймеча-Котуйской провинции. Наличие пород подобного состава представляет значительный генетический интерес, поскольку подтверждает прямую генетическую связь гипербазитов с последующими щелочными породами — ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Геологические наблюдения показывают, что хатангиты внедрялись позже биотитовых гипербазитов.

В породах этой группы иногда наблюдается мелилит, встречающийся как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Количество его может возрастать вплоть до образования существенно мелилитовых пород, что было показано В. Мотычко, Л. Егоровым, Т. Гольдбурт, Э. Ланда.

Ийолит-мельтейгитовый этап. Породы соответствующего состава встречаются в большинстве массивов ультраосновных-щелочных пород и весьма для них характерны. Они, как правило, образуют самостоятельные тела, прорывающие гипербазиты и щелочные гипербазиты.

Содержание нефелина и пироксена в этих породах в одних массивах довольно устойчиво и отвечает мельтейгитам или ийолитам, в других массивах или их отдельных участках они имеют неоднородное строение и варьируют от якупирангитов к мельтейгитам, ийолитам и до уртитов. В некоторых массивах (Ковдор, Кольский полуостров и др.) внедрившиеся первыми мельтейгиты прорываются несколько позже сформировавшимися ийолитами (Б. Афанасьев).

По поводу генезиса нефелин-пироксеновых пород не существует единой точки зрения. Во многих случаях породы этой группы являются типично интрузивными образованиями со всеми характерными для них признаками — наличием ксенолитов, эффузивных аналогов, порфировидных фаций, зон закалки.

В последние годы в связи с углубленным изучением метасоматических процессов рядом исследователей (Л. Бородин, Г. Моор, Е. Бутакова, Л. Егоров, В. Кононова и др.) показано, что нефелин развивается и метасоматическим путем в гипербазитах (чаще в пироксенитах), а также во вмещающих породах — доломитах, сланцах. При интенсивном развитии этого процесса могут формироваться породы, по минеральному составу отвечающие ийолит-мельтейгитам. Отдельные исследователи придают этому процессу исключительное значение и рассматривают подавляющую часть ийолит-мельтейгитов как метасоматические образования (Бородин, 1957, 1960).

Щелочно-сиенитовый этап. В этот период внедряются нефелиновые и щелочные сиениты. Нефелин в этих породах распределен обычно неравномерно, что и вызывает колебание в составе пород одного и того же тела от нефелиновых до щелочных сиенитов. Нередко сильно варьирует и содержание темноцветных минералов, на отдельных участках тел появляются породы, почти не содержащие пироксена и биотита,— субщелочные сиениты.

Специфической особенностью нефелиновых и щелочных сиенитов рассматриваемых комплексов, по данным Е. Нечаевой, является отсутствие в них среди породообразующих минералов магматической стадии щелочных амфиболов, наблюдаемых в нефелиновых и щелочных сиенитах гранитоидных комплексов; вместо них присутствует эгирин-салит или эгирин. Это можно объяснить повышенным содержанием в породах щелочей по отношению к алюминию.

Сиениты обычно в той или иной степени альбитизированы, канкринитизированы вплоть до появления существенно канкринитовых пород (массивы Поворотный, Гек, Воин в Сибири и др.). Нередко наряду с канкринитом появляются минералы группы содалита, гакманит, анальцим, мусковит, биотит, кальцит.

Дайковая серия комплексов ультраосновных-щелочных пород

Интрузивные образования комплексов ультраосновных-щелочных пород сопровождаются, как правило, большим количеством различных по составу и времени появления даек, жил, штоков и трубок. Эти тела располагаются чаще всего в пределах массивов. Однако нередко они выходят за их пределы, располагаясь в экзоконтактовых ореолах или вдоль зон глубинных разломов, к которым приурочены массивы (см. рис. 83). Породы дайковой серии могут быть разновозрастными. Нередко каждой интрузивной фазе соответствуют свои дайковые породы, по составу близкие к ней и отличающиеся от нее либо большей меланократовостью или лейкократовостью, либо же только структурно-текстурными особенностями.

Кроме того, иногда встречаются поздние дайки щелочных пород, секущие как все интрузивные породы, так и силикатные метасоматиты и реже даже карбонатиты.

Среди пород дайкового комплекса наиболее характерны пироксениты, косьвиты, авгититы, лимбургиты, пикритовые порфириты, альнеиты, хатангиты, мельтейгиты, ийолит-пегматиты, оливиновые мельтейгиты, шонкиниты, тингуаиты, нефелиновые и щелочные сиениты, сиенит-аплиты.

Наряду с типичными полнокристаллическими породами весьма характерны дайки гипабиссального облика с порфировидными и даже порфировыми структурами пород. Нередко появляются эксплозивные образования, слагающие трубки альнеитов, пикритовых порфиритов и других кимберлитоподобных пород. К этим породам по химическому составу близки своеобразные порфировые породы — меймечиты, встреченные в Гулинском плутоне и рассматриваемые Ю. Шейнманном и Т. Гольдбурт как субвулканические образования, а Л. Бутаковой — как эффузивы.

Этапы развития метасоматических процессов

Метасоматическим путем в течение трех этапов образуется широкая гамма различных пород — нефелин-пироксеновых и скарноподобных, карбонатитов и посткарбонатитовых силикатно-карбонатных (см. табл. 12). Кроме того, с развитием метасоматических процессов связаны и изменения вмещающих пород вокруг массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Этап силикатных метасоматитов. Одной из характерных особенностей комплексов ультраосновных-щелочных пород является широкое распространение в них силикатных метасоматических пород, развивавшихся по гипербазитам, щелочным гипербазитам, в меньшей степени по ийолит-мельтейгитам и нефелиновым сиенитам.

Впервые силикатные метасоматические породы указанных комплексов были изучены в нашей стране на Гулинском массиве, где с ними связаны флогопитовые месторождения; несколько позже было открыто и изучено близкое к ним по генезису Ковдорское флогопитовое месторождение. Таким образом, проблема изучения силикатных метасоматитов приобрела не только теоретический интерес, но и большое практическое значение.

Силикатные метасоматические образования ультраосновных-щелочных комплексов характеризуются рядом специфических черт.

1. Они наблюдаются во всех интрузивных породах и генетически связаны с различными этапами магматической деятельности. Однако интенсивность развития этих процессов и минеральный состав образующихся метасоматических пород существенно различаются. Так, с дунит-перидотитами связана серпентинизация, с щелочными гипербазитами — клиногумитизация, возможно, биотитизация. Указанные процессы могут быть охарактеризованы как автометасоматические.

С началом формирования щелочных пород метасоматический процесс достигает наибольшего развития. Образуются нефелин-пироксеновые и скарноподобные породы, слагающие мощные зоны, площади развития которых нередко достигают нескольких квадратных километров. Из других силикатных метасоматитов по масштабам развития к ним иногда приближаются лишь зоны канкринитизации в сиенитах и фениты.

2. По геологическому положению и особенностям образования силикатные метасоматические породы, связанные с формированием ультраосновных-щелочных интрузий, могут быть разделены на две главные группы (см. табл. 12):

а) метасоматические породы, залегающие в гипербазитах в экзоконтактах тел ийолит-мельтейгитов. Состав их обычно меняется от нефелин-пироксеновых непосредственно вблизи тел ийолит-мельтейгитов до пироксеновых, мелилит-пироксеновых, биотит- или флогопит-пироксеновых на некотором от них удалении. Мощность ореола развития подобных метасоматических пород может достигать нескольких сотен метров. К этой же группе пород следует относить метасоматические образования, развивающиеся вокруг нефелиновых сиенитов при их внедрении в ийолит-мельтейгиты, характеризующиеся появлением среди нефелин-пироксеновых пород калиевого полевого шпата и эгирина. Ореол изменения близ интрузивных тел нефелиновых сиенитов может достигать десятков метров, реже более.

Указанные метасоматические образования в соответствии с представлениями Д. Коржинского могут быть отнесены к метасоматитам магматической стадии, поскольку их формирование происходило на фронте внедрения интрузий.

Метасоматические породы магматической стадии по составу часто близки к интрузивным породам (например, метасоматические авгит-диопсидовые породы близки к пироксенитам, нефелин-пироксеновые — к ийолитам-мельтейгитам, метасоматические мелилит-пироксеновые и мелилит-нефелиновые породы — к интрузивным мелилитовым и т. д.). Это сходство состава явно интрузивных пород и метасоматических образований создает значительные затруднения в решении вопроса о способе их формирования в каждом конкретном случае и вызывает многочисленные дискуссии, а также обусловливает появление у отдельных исследователей крайних точек зрения. Так, одни из них считают все нефелин-пироксеновые породы только магматическими (ряд зарубеж-

ных исследователей), так же как и практически все мелилитовые породы (Егоров, 1960), тогда как другие (Бородин, 1957, 1960 и др.) считают их метасоматическими;

б) метасоматические породы, развивающиеся вдоль ослабленных зон по гипербазитам, щелочным гипербазитам, ийолит-мельтейгитам и метасоматитам магматической стадии. Зоны этих измененных пород протягиваются на сотни метров и даже первые километры, иногда захватывая породы различного состава. Их геологическое положение в общем случае не зависит от контактов интрузивных тел. Минеральный состав этих силикатных метасоматитов резко отличен от состава интрузивных тел. В случае развития их по гипербазитам и щелочным гипербазитам в них широкое распространение приобретают диопсид, флогопит, гранаты ряда меланита—андрадита, волластонит, магнетит, перовскит, апатит, кальцит, реже мелилит, монтичеллит, обыкновенная и щелочная роговая обманка, сфен. В случае, когда исходные породы содержали мелилит, несколько позже среди метасоматических образований этой группы появляется везувиан, гроссуляр и типичные продукты изменения мелилита — цеболлит и хуанит.

Характер залегания этих пород, а также особенности минерального состава свидетельствуют об их постмагматическом, главным образом инфильтрационно-метасоматическом образовании. К этой же группе пород можно отнести и зоны канкринитизации в сиенитах.

3. Таким образом, в процессе образования метасоматических силикатных пород можно выделить две последовательно развивающиеся стадии (см. табл. 12):

а) метасоматиты магматической стадии, которые характеризуются образованием главным образом нефелина, авгит-диопсида, мелилита, магнетита, апатита, в меньшей степени биотита или железистого флогопита и шорломита; причем встречаются два типа фаций — мелилитсодержащие и безмелилитовые;

б) метасоматиты постмагматической стадии, подразделяющиеся на две подстадии — ранюю и позднюю. Если на ранней подстадии возникают такие минералы, как диопсид, флогопит, мелилит, монтичеллит, перовскит, магнетит, меланит, волластонит, апатит и кальцит, то на поздней подстадии происходило гистерогенное разложение некоторых минералов (мелилит, пироксен и др.) и образование по ним везувиана, гроссуляра, цеболлита, хуанита, тремолита, а также кальцита.

4. Для метасоматических (особенно постмагматических) образований характерно широкое разнообразие структур и текстур. Часто они имеют крупно- и даже гигантозернистый, пегматоидный облик, а размеры кристаллов таких минералов, как диопсид, флогопит, мелилит и апатит иногда достигают десятков сантиметров и более. Появление гигантозернистых участков среди среднезернистых метасоматитов — явление весьма характерное и важное для образования высококачественных месторождений флогопита.

5. Состав ряда силикатных метасоматических образований (кроме нефелин-пироксеновых) в целом близок к составу скарнов, что дало основание ряду исследователей называть их скарноподобными породами, щелочными скарнами или автореакционными скарнами. Под термином автореакционные скарны понимаются метасоматические породы, близкие по минеральному составу к скарнам, но развивающиеся не по вмещающим первичноосадочным карбонатным породам, а возникающие вследствие кальциевого метасоматоза гипербазитов и ийолит-мельтейгитов (Жариков, 1960; Эпштейн, 1961). В этом случае как исходные интрузивные породы, так и растворы, под воздействием которых они изменяются, связаны единством магматического очага.

Силикатные метасоматические породы возникали в условиях постепенного нарастания химического потенциала кальция в растворах, что приводило к образованию ряда минералов, последовательно все более и более обогащенных кальцием (Жариков, 1960). Если сравнить величины отношений $\frac{Ca}{Si + Ti + Al_{(IV)} + P}$ для этих минералов, то в несколько дополненном виде ряд может быть представлен следующим образом (в атомных количествах): авгит-диопсид 0,45; диопсид 0,5; мелилит 0,7; перовскит 0,9; монтичеллит 1,0; меланит 1,0; волластонит 1,0; гроссуляр 1,0; апатит 1,7; кальцит ∞.

Порядок расположения минералов в ряду в основном соответствует и последовательности их образования. Главнейшей геохимической особенностью рассматриваемого процесса метасоматоза, кроме постоянного привноса кальция, является частичный вынос из пород на протяжении всего процесса магния, который сменяется железом.

Следует особо подчеркнуть, что возникновение кальцита как вполне подвижного избыточного минерала, в конце процесса образования автореакционных скарнов связывается с повышением химического потенциала кальция и углекислоты в растворах. Эта тенденция находит свое дальнейшее выражение в образовании карбонатитов, последовательно сменяющих во времени автореакционные скарны.

Этап карбонатитов. На одном из заключительных этапов образования массивов ультраосновных-щелочных пород возникают специфические существенно карбонатные породы — карбонатиты. Детальные исследования позволили выделить четыре основных стадии развития этих пород, которые с различной интенсивностью проявлены на многих массивах (см. табл. 12).

Не приводя характеристики пород этих стадий, поскольку они рассматриваются ниже, остановимся на взаимоотношениях ранних кальцитовых карбонатитов с силикатными породами. По целому ряду признаков (секущие прожилки, наличие реликтов, развитие процессов замещения и т. д.) устанавливается, что ранние кальцитовые карбонатиты образуются позже всех интрузивных пород, в том числе нефелиновых и щелочных сиенитов, за исключением некоторых поздних даек, нередко секущих карбонатиты. Точно также не вызывает сомнений, что ранние кальцитовые карбонатиты формируются позже нефелин-пироксеновых метасоматитов магматической стадии. Дискуссии возникают вокруг вопроса о взаимоотношениях ранних кальцитовых карбонатитов и автореакционных скарнов. Одни исследователи (Егоров, 1960; Бородин, 1963), рассматривая кальцитовые карбонатиты как интрузивные образования, считают, что подавляющая часть скарноподобных пород развивается за счет гипербазитов на фронте внедрения карбонатитовой магмы. Однако такой точке зрения противоречит отсутствие соответствующей пространственной связи между этими породами. Так, во многих массивах автореакционные скарны вообще не приурочены к экзоконтактам карбонатитовых тел (Вуори-Ярви, Ковдор), в некоторых массивах, где весьма широко развиты карбонатиты (массивы Саян), скарновые породы практически отсутствуют или весьма слабо проявлены. В то же время ранние кальцитовые карбонатиты в виде сети прожилков и жил часто пронизывают автореакционные скарны (Гулинский, Ковдорский массивы) и образуются позже них.

Этап посткарбонатитовых карбонатно-силикатных пород. Карбонатитами не заканчивается развитие рассматриваемых комплексов. На многих массивах удается наблюдать поздние прожилки и жилы, секущие анкеритовые карбонатиты и имеющие флюорит-кальцитовый или эпидот-альбит-кальцитовый состав. Однако роль этих посткарбонатитовых образований в строении массивов в целом весьма невелика.

Таким образом, в образовании комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов можно выделять два типа процессов — магматический, при котором происходит формирование интрузивных пород, и метасоматический, на протяжении которого протекали процессы, приводившие к их преобразованию.

При рассмотрении метасоматических процессов возникает вопрос, можно ли связать широко развитые явления, приводящие к образованию автореакционных скарнов и карбонатитов, с породами определенного магматического этапа?

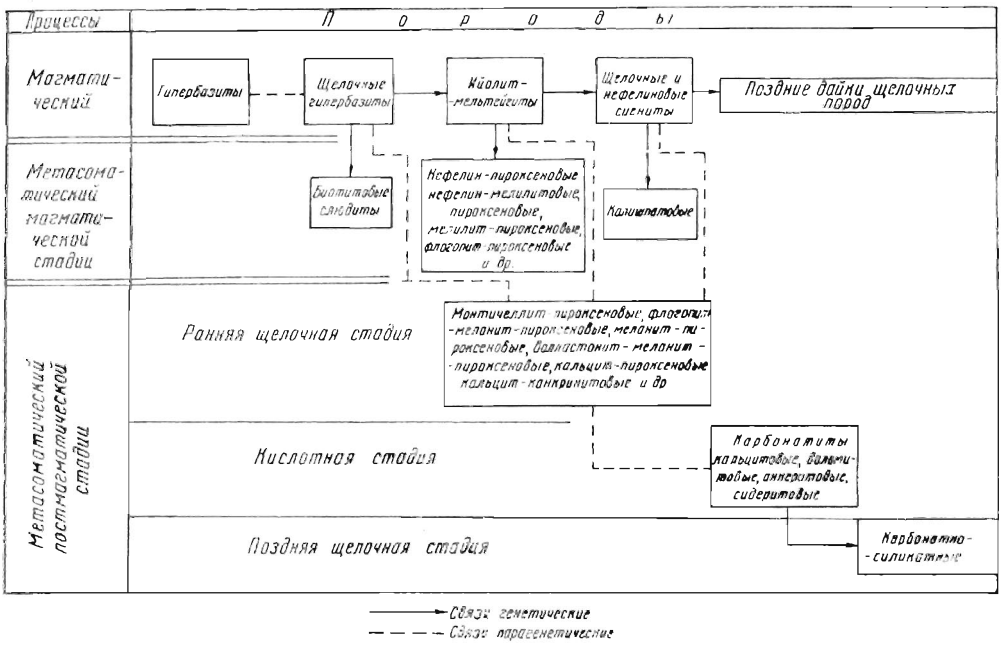


Рис. 85. Принципиальная схема последовательности формирования пород ультраосновных-щелочных комплексов

Исходя из того что они развиваются главным образом по гипербазитам и более поздним ийолитам, казалось бы, что их можно связать с ийолит-мельтейгитовой магмой. Но известно, что процессы карбонатитизации затрагивают также нефелиновые и щелочные сиениты, завершающие магматический процесс. На этом основании Л. Бородин (1963) связывает карбонатиты лишь с последними дериватами магматического очага — сиенитами. Вероятно такое решение вопроса не учитывает специфичности процессов, обусловленных развитием всего комплекса ультраосновных-щелочных пород, нефелиновые и щелочные сиениты в которых, в свою очередь, являются лишь частными дифференциатами. Правильнее, по-видимому, говорить о парагенетической зависимости, нежели о прямых генетических связях постмагматических метасоматитов с определенными этапами интрузивной деятельности (рис. 85).

Экзоконтактовые изменения вокруг массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов могут залегать среди любых по составу вмещающих толщ — сланцев, песчаников, известняков, гнейсов, эффузивов и гранитоидов. Никакой закономерной связи между появлением этих массивов и составом вмещающих

их пород наблюдать не удается. В процессе формирования массивов происходило изменение вмещающих пород, иногда вплоть до их полного преобразования. Наиболее интенсивно эти процессы развиваются непосредственно в зоне экзоконтакта, особенно в тех случаях, когда вмещающие породы представлены силикатными породами — сланцами, песчаниками, гранито-гнейсами или гранитоидами. Величина ореола замещения окружающих пород и интенсивность их преобразования зависят от ряда факторов — размера массива, тектонической подготовки вмещающих пород, их состава и др. Обычно мощность измененных пород варьирует от нескольких десятков до сотен метров. Наибольший ореол изменения (до 3—4 *км*) наблюдается вокруг крупных массивов, периферические участки которых сложены ийолит-мельтейгитами или нефелиновыми сиенитами (Ковдорский массив, Вуори-Ярви).

В зоне экзоконтакта массивов ультраосновных-щелочных пород вмещающие их гнейсы и гранитоиды часто нацело изменены и превращены в лейкократовые породы, нередко сохраняющие гнейсовидность и по составу близкие к щелочным сиенитам. Подобного рода щелочные породы были названы еще в 1921 г. В. Бреггером *фенитами,* а их меланократовые разности, обогащенные эгирином, — *твейтозитами.* Однако с течением времени термин фениты некоторые исследователи стали трактовать более широко и понимать под ним метасоматические породы различного состава, возникающие вокруг щелочных интрузий.

В исследованиях И. Тихоненкова и Р. Тихоненковой (1960 г.), а особенно Ю. Лавренева (1962 г.), А. Сергеева (1964) и Л. Егорова (1960) образование экзоконтактовых зон трактуется как многоэтапный процесс. Действительно, каждому этапу формирования магматических пород, силикатных метасоматитов и карбонатитов соответствует и специфическое изменение окружающих пород. Однако поскольку эти процессы последовательно накладываются друг на друга, то их достаточно трудно расчленить.

Детальные исследования позволяют выделить экзоконтактовые изменения, происходящие на фронте внедрения интрузий (т. е. метасоматоза магматической стадии), и изменения постмагматические, связанные с образованием разновозрастных карбонатитов.

По данным А. Сергеева (1959, 1963), вокруг массивов Кольского полуострова, залегающих среди гранито-гнейсов, наблюдается смена состава измененных вмещающих пород по мере приближения к массивам ультраосновных-щелочных пород.

Закономерная смена минеральных парагенезисов по зонам и характер парагенезисов позволяют предполагать метасоматическую природу зональности. На все зоны фенитов отчетливо накладываются более поздние процессы, из которых наибольшую роль играет альбитизация. В тех случаях, когда кальцитовые карбонатиты непосредственно соприкасаются с фенитами, можно наблюдать вокруг них ореол альбитизации; связь альбитизации с кальцитовыми карбонатитами становится еще более отчетливой, когда фениты пронизаны прожилками карбонатита — вокруг них возникают альбитовые оторочки. На некоторых массивах в экзоконтактной зоне фенитов наблюдаются участки, зоны, прожилки, сложенные анхимономинеральной альбитовой породой — альбититом, генетически связанным с карбонатитами. К этим участкам приурочено редкометальное оруденение, представленное в первую очередь гатчеттолитом.

Следует также указать, что среди фенитов часто встречаются поздние жильные тела и прожилки, секущие также альбититы, сложенные типично гидротермальными минеральными ассоциациями. Состав этих прожилков меняется в разных зонах фенитов. Так, в наиболее удаленных от массивов участках, где вмещающие породы — гнейсы — слабо изменены, появляются кварцевые прожилки с друзами мориона, амети-

ста и баритом (Вуори-Ярви на Кольском полуострове). Среди пироксен-полевошпатовых фенитов нередко наблюдаются карбонат-флюоритовые жилы с фторкарбонатами редких земель, здесь же можно встретить и прожилки анкеритовых карбонатитов со стронцианитом, паризитом, бастнезитом и другими минералами. В нефелиновых фенитах нередко появляются кальцитовые прожилки с анальцимом, цеолитами, пектолитом и др. В отдельных случаях возникновение этих прожилков можно по времени их образования сопоставить с развитием кальцитовых или анкеритовых карбонатитов, а в других случаях они связаны с посткарбонатитовыми процессами.

Основные черты геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород

Преобладающее большинство массивов ультраосновных-щелочных пород представляет собой интрузивы центрального типа со всеми особенностями, свойственными этим образованиям (округлая форма, концентрическое строение, наличие радиальных, конических и кольцевых даек и др.). Значительно реже появляются трещинные, линейновытянутые массивы.

По условиям формирования, которые обусловливают и особенности строения массивов, они могут быть разделены на две группы:

1. «Открытые» массивы — вулкано-плутонические комплексы, формирующиеся в условиях, когда ультраосновная-щелочная магма и ее дериваты достигали дневной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами (рис. 86). Подобного рода массивы широко распространены в Африке, где они приурочены к сквозьструктурным разломам и характеризуются следующими особенностями строения:

а) очертания массивов в плане обычно округлые, реже эллипсоидальные; форма их типично трубчатая, часто они представляют собой некки;

б) в некоторых районах (Танзания — Мбея, Малави — серия Чилва, Уганда — Напак и др.) эти массивы резко выражены в рельефе в виде конусовидных холмов, возвышающихся на несколько сотен метров над поверхностью; холмы сложены большей частью туфами и агломератами с косой слоистостью, падающей от центра к периферии (Мбея, Танзания); на вершинах холмов иногда сохраняются кратеры — кальдеры опускания; часто вулканические конусы в значительной степени эродированы (рис. 87);

в) размеры подобного рода массивов Африки обычно варьируют от 0,7 до 1 $км^2$ (Нкумбве в Замбии, Канганкунде вблизи оз. Чилва в Малави) до нескольких десятков квадратных километров (Букусу в Уганде);

г) в составе этих массивов гипербазиты и щелочные гипербазиты, как правило, развиты незначительно; более широко распространены щелочные породы. Центральные части массивов обычно сложены карбонатитами, которые нередко образуют бóльшую часть массива. Кроме центрального карбонатитового тела, иногда появляются побочные, эксцентрически расположенные мелкие карбонатитовые трубки (серия Чилва в Малави и др.);

д) в отдельных случаях вокруг центральных карбонатитовых ядер наблюдаются флогопит-магнетит-апатитовые породы (Букусу, Сукулу, Тороро и Секулуло в Уганде);

е) одной из самых специфических черт массивов «открытого» типа является широкое развитие в районе их распространения ультраосновных-щелочных эффузивов — авгититов, лимбургитов, нефелиновых и мелилитовых базальтов, нефелинитов и других пород; иногда эффузивы

или субвулканические породы залегают и в самих массивах (многие массивы Африки, Гулинский плутон в СССР);

ж) характернейшей особенностью массивов подобного типа является также широкое развитие в них эксплозивных образований — вулка-

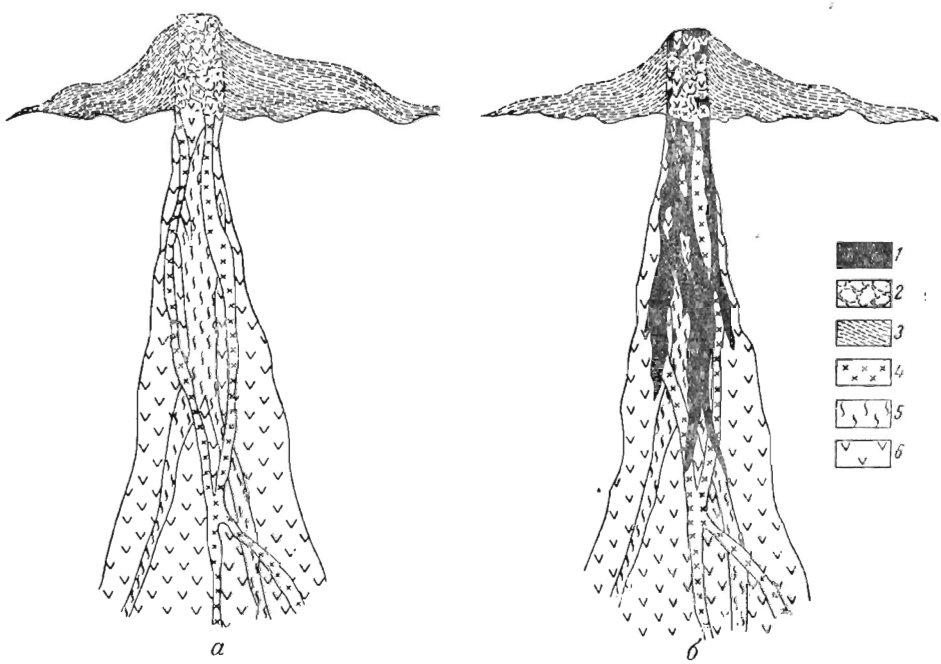


Рис. 86. Схема вертикальной зональности массивов открытого типа

а — до формирования карбонатитов; *б* — после формирования карбонатитов
1 — карбонатиты; *2* — породы жерловой фации; *3* — ультраосновные-щелочные эффузивы и их туфы; *4* — щелочные и нефелиновые сиениты; *5* — породы группы ийолитов; *6* — гипербазиты

нических (жерловых и других) брекчий, туфов, агломератов, автобрекчий и других пород вулканического генезиса;

з) в массивах Африки, в различной степени вскрытых эрозией, устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в том, что

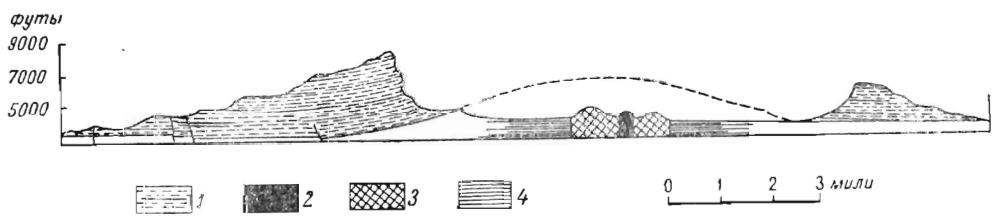


Рис. 87. Геологический разрез через вулкан Напак. *По Б. Кингу*

1 — эффузивы; *2* — карбонатиты; *3* — ийолиты; *4* — фенитизированные гнейсы

количество карбонатитов с глубиной уменьшается за счет увеличения роли силикатных пород. Все большее значение приобретают гипербазиты при постепенном убывании щелочных пород (см. рис. 86).

В Советском Союзе к массивам «открытого» типа можно отнести Гулинский плутон, в котором широко развиты порфировидные гипабиссальные магматические породы и эруптивы, что наряду с другими геологическими данными свидетельствует о его приповерхностном образовании. Близ массива наблюдаются мощные покровы, сложенные ультраосновными-щелочными лавами. Однако специфическое тектоническое положение этого массива, расположенного в районе пересечения двух

крупнейших глубинных разломов, привело не только к образованию уникального по размерам плутона (2000 $км^2$), но и к аномальному для приповерхностных массивов соотношению пород — резкому преобладанию в массиве гипербазитов.

Наряду с ультраосновными-щелочными эффузивами в провинциях с массивами «открытого» типа иногда появляются и базальты, которые, по мнению Ю. Шейнманна (1961), генетически с ними не связаны. Отсутствие подобной связи оспаривается сторонниками гипотезы о родоначальной базальтовой магме для комплексов ультраосновных-щелочных пород (Г. Моор, 1959 г.; К. Шихорина, 1959 г.; Л. Бородин, 1963 г.; Л. Леонтьев, К. Жук-Почекутов, В. Гладких, 1965 г.).

2. «Закрытые», или «слепые» массивы, которые формировались на глубине и не имели выхода на дневную поверхность. Массивы подобного типа обычно приурочены к зонам сочленения платформы и консолидированных складчатых областей. Не исключено, что «слепые» массивы могут встречаться и в других структурно-геологических условиях. Массивы этого типа чаще имеют эллипсовидную в плане форму, иногда они линейновытянутые.

По наблюдениям Е. Эпштейна, И. Паньшина, В. Моралева и И. Волкодава, в одной из провинций Сибири отмечается закономерное изменение с глубиной форм и размеров массивов. Это удается фиксировать по четырем массивам, приуроченным к единой тектонической зоне, но вскрытым эрозией на последовательно увеличивающихся глубинах (табл. 14). Величины эрозионного среза определялись, исходя из стратиграфических разрезов в пологопадающих нескладчатых толщах (рис. 88, *а*, *б*).

Намечаются следующие основные закономерности изменения этих массивов с глубиной:

а) размеры массивов на интервале глубин около 6 *км* последовательно уменьшаются (10→1→0,03 $км^2$);

б) наиболее глубоко эродированный массив имеет эллипсовидную в плане форму и отчетливо выраженное кольцевое строение; форма менее эродированных массивов постепенно приближается к трещинной (рис. 89), кольцевые структуры в них сменяются линейными;

в) по мере уменьшения глубины резко преобладающие на нижних срезах гипербазиты (80—90%) уступают место щелочным породам (см. рис. 89, *а*) и в первую очередь щелочным сиенитам (90%); подобная закономерность наблюдалась и в массивах «открытого» типа;

г) максимальное развитие карбонатитов (87%) наблюдалось в наиболее глубоко эродированном Озерном массиве (см. рис. 89, *б*). С уменьшением глубины количество карбонатитов постепенно убывало (87—43—39—1%). Совокупность имеющихся геологических наблюдений позволяет предположить, что ниже наиболее глубоко эродированного массива количество карбонатитов будет также постепенно уменьшаться;

д) имеющиеся данные позволили примерно оценить протяженность карбонатитовых тел по падению величиной порядка 6—8 *км* (см. рис. 88, *б*);

е) характерно, что по мере уменьшения глубины формирования массивов высокотемпературные разновидности карбонатитов постепенно сменяются низкотемпературными.

Таким образом, если в массивах «открытого» типа максимальное количество карбонатитов наблюдается в апикальных частях, даже в жерлах вулканов, где они образуют своеобразные «пробки» (plug), то в «слепых» массивах участки с максимальным развитием карбонатитов, по-видимому, чаще удалены от апикальных частей массивов.

Следует подчеркнуть, что различия в геологическом строении массивов «открытого» и «закрытого» типов теряются в случаях глубокого эрозионного среза, когда уже уничтожены близповерхностные участки

Таблица 13

Изменения геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в одной из провинций Сибири в зависимости от их глубины

Массив	Возраст вмещающих пород	Глубина эрозионного среза, рассчитанная по стратиграфической колонке, *км*		Площадь выхода, *км²*	Форма	Отношение ширины к длине	Распределение пород в современном срезе		Распределение интрузивных пород в массиве до образования силикатных метасоматитов и карбонатитов, %			Распределение карбонатитов в современном срезе в пересчете на площадь, занятую карбонатитами, %	
		минимальная	максимальная				интрузивные породы и силикатные метасоматиты	карбонатиты	гипербазиты	ийолиты	сиениты	высокотемпературные кальцитовые карбонатиты (I и II стадий)	средне- и низкотемпературные кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты (III и IV стадий)
Озерный	Синий	7,0	9,5	10	Трубообразная, эллипсовидная в плане	1 : 2	13	87	82	13	5	67	33
Поворотный	Нижний и средний кембрий	5,5	8,1	3	Трубообразная, коротколинзовидная в плане	1 : 3	57	43	79	7	14	44	56
Гек	Средний кембрий	4,0	6,3	1	Плитообразная	1 : 7	61	39	31	14	55	21	79
Воин	Ордовик	1,5	3,7	0,03	Трубообразная, коротколинзовидная в плане	1 : 3	99	1	8	—	92	—	100

с характерными гипабиссальными, эффузивными и эруптивными породами, и тогда отнесение массивов к тому или иному типу затруднительно.

Наряду с вертикальной зональностью, в строении массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов наблюдается горизонтальная зональность. Последняя проявляется в закономерной смене пород от

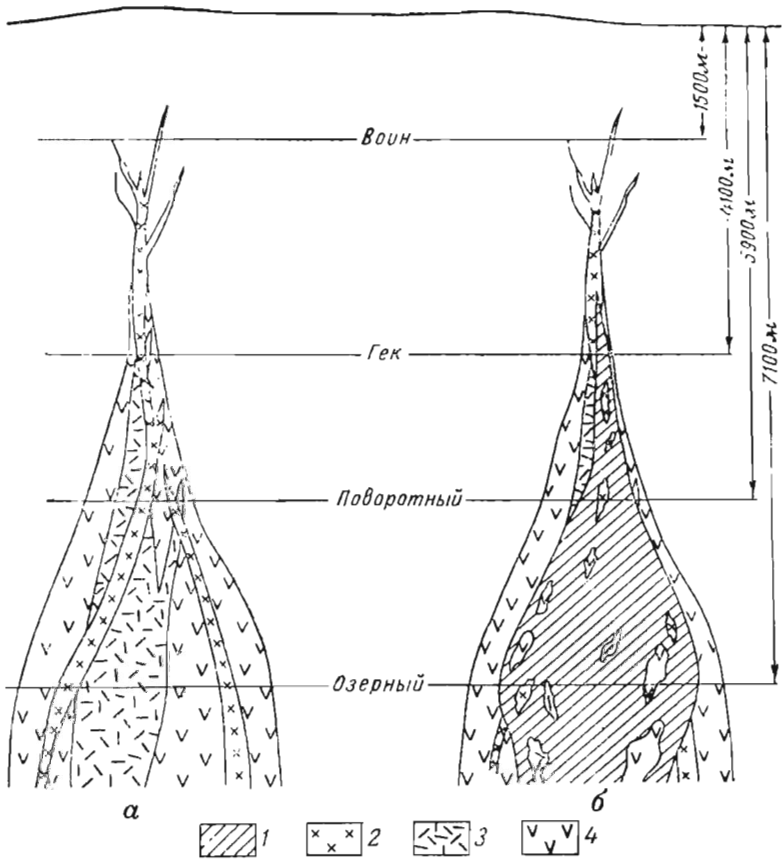


Рис. 88. Схема вертикальной зональности массивов закрытого типа

а — до формирования карбонатитов; *б* — после формирования карбонатитов *1* — карбонатиты; *2* — нефелиновые и щелочные сиениты; *3* — ийолит-мельтейгиты; *4* — гипербазиты

центральных частей массивов к их периферии. Различается два типа горизонтальной зональности — прямая и обратная.

Прямая горизонтальная зональность характеризуется сменой в краевых частях массива наиболее древних пород более молодыми, приуроченными к центральным частям (рис. 90, *а*).

Обратная горизонтальная зональность выражается в приуроченности наиболее молодых пород к краевым участкам массивов, а древних — к их ядрам (см. рис. 90, б). Такое явление обычно имеет место в массивах, залегающих в древних щитах, например в массивах Кольского полуострова.

В некоторых случаях обратная горизонтальная зональность обусловлена появлением разновозрастных, не комагматичных серий пород. Так, например, по данным В. Моралева, центральная часть массива Кондер (Якутия) сложена гипербазитами синийского возраста

(600 млн. лет), а периферическое кольцо состоит главным образом из щелочных гранитов мезозойского возраста (130 млн. лет). Подобные явления не единичны, они свидетельствуют о том, что интрузивы цен-

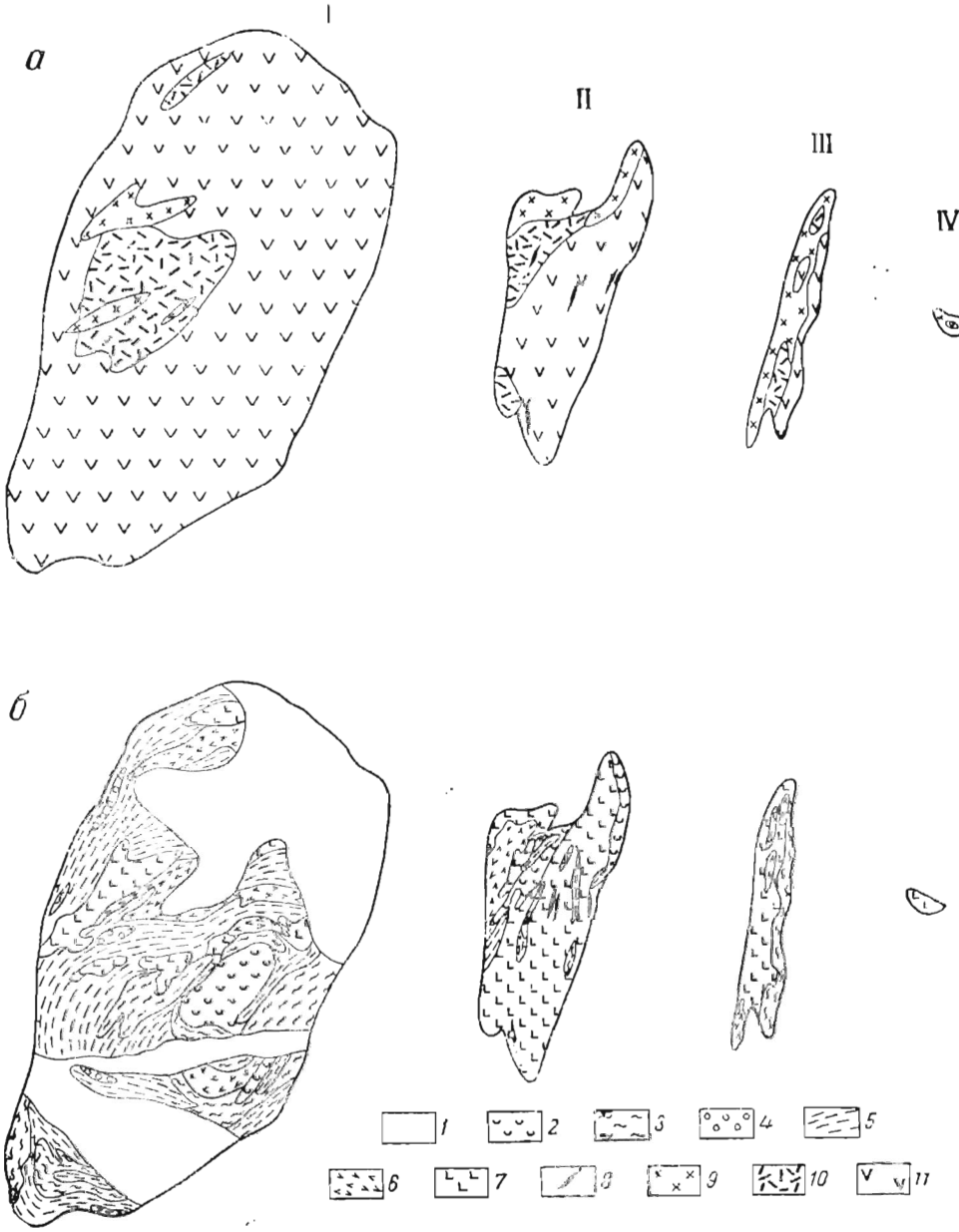


Рис. 89. Изменение формы и внутренней структуры массивов различной глубины эрозионного среза

а — до формирования карбонатитов; *б* — после формирования карбонатитов
1 — четвертичные отложения; *2* — анкеритовые карбонатиты IV стадии; *3* — кальцитовые и доломитовые карбонатиты III стадии; *4, 5* — кальцитовые карбонатиты II стадии (подстадии IIа и IIб); *6* — кальцитовые карбонатиты I стадии; *7* — интрузивные и силикатные метасоматические породы (нерасчлененные); *8* — дайки сиенитов; *9* — нефелиновые и щелочные сиениты; *10* — ийолиты; *11* — гипербазиты.
Массивы: I — Озерный, II — Поворотный, III — Гек, IV — Воин

трального типа выполняют долгоживущие каналы, которые могут легко приоткрываться на протяжении весьма длительного промежутка времени. В этих случаях наиболее ослабленными зонами являются кон-

такты массивов с вмещающими породами, по которым происходят разрывы и внедрение вдоль них поздних интрузий.

Массивы ультраосновных-щелочных пород характеризуются широким развитием в них даек щелочных пород и жил карбонатитов, которые располагаются по кольцевым (падающим от центра массива), коническим (падающим к центру массива) или радиальным трещинам. Эти дайки и жилы локализуются как в пределах самих массивов, так и в зоне экзоконтакта (Альне, Швеция). Иногда дайки образуют как бы внешнее кольцо, опоясывающее массив. На месторождении Тороро (Уганда) небольшой центральный массив окружен серией колец, при

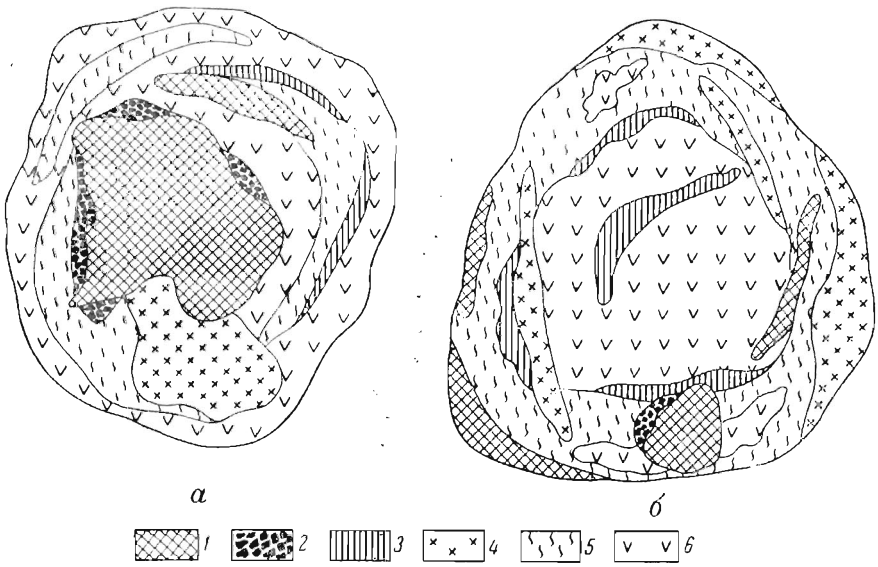


Рис. 90. Схема прямой (*а*) и обратной (*б*) горизонтальной зональности массивов ультраосновных-щелочных пород

1 — карбонатиты; *2* — форстерит-магнетит-апатитовые породы; *3* — силикатные метасоматиты; *4* — сиениты; *5* — ийолит-мельтейгиты; *6* — гипербазиты

этом внутренние кольца этой серии наклонены круто к центру, а по мере удаления от массива углы падения их уменьшаются. Такую структуру К. Вильямс (Williams, 1952) назвал «структурой рулета» (collar structure). Примерно такова же структура даек и на месторождении Альне, где Х. Эккерман (Eckermann, 1948) выделяет ряд так называемых «конических слоев», падающих под разными углами к центру и образующих структуру вставленных друг в друга конусов (cone in cone). Учитывая, что все жилы одного конического слоя падают под одним и тем же углом к центру, можно вычислить глубину нахождения вершин этих конусов-фокусов, или эпицентров взрывов, давших начало коническим трещинам, выполненным карбонатитами — для массива Альне эти глубины соответствуют 3,2 *км,* 4 и 9 *км.* Усложненную структуру типа cone in cone имеет и северный карбонатитовый массив Гулинского плутона (рис. 91).

Механизм образования интрузивов центрального типа с его характерными коническими и кольцевыми жилами расшифрован Е. Андерсоном (Anderson, 1936). Проведенные им расчеты показали, что в условиях, когда давление магматического расплава или флюида превышает давление литостатической нагрузки, возникают напряжения, которые разрешаются в виде конических трещин, расходящихся снизу вверх. В тех же случаях, когда давление вышележащих вмещающих пород превышает давление в магматическом резервуаре, образуются кольцевые

трещины, расходящиеся сверху вниз, связанные с обрушением пород и возникновением кальдер опускания. Следует только учитывать, что помимо вертикальных сил, обусловленных давлением столба магмы, на форму и строение массивов оказывают влияние анизотропность вмещающей среды и тектоническая обстановка, господствовавшая на всем протяжении их формирования. В связи с этим форма массива может усложняться и отклоняться от округлой, а во внутреннем строении массивов помимо кольцевых, конических и радиальных разломов, значительную роль могут играть и линейные структуры. В некоторых случаях (массив Лесная Варака, Кольский полуостров) вначале формируются трещинные интрузивы гипербазитов, и лишь на следующих этапах магматической деятельности массив приобретает кольцевое строение (Кухаренко и др., 1965).

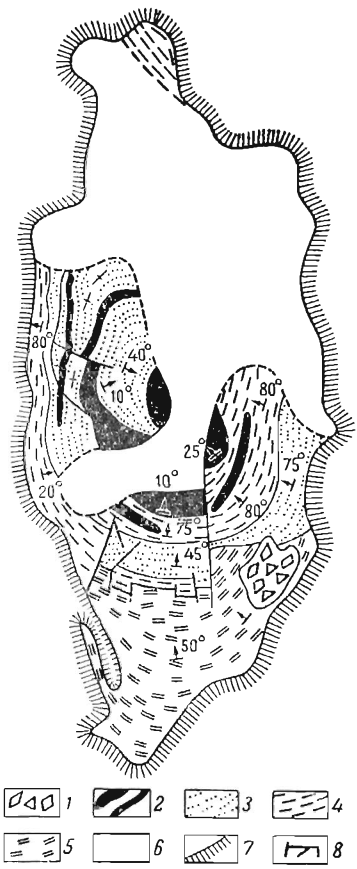


Рис. 91. Северный массив карбонатитов Гулинской интрузии

1 — брекчия карбонатитов со штаффелитовым цементом; *2* — доломитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты (III стадия); *3* — кальцитовые карбонатиты мелкозернистые (III стадия); *4* — кальцитовые карбонатиты среднезернистые (II стадия); *5* — кальцитовые карбонатиты крупно- и гигантозернистые (I стадия); *6* — карбонатиты нерасчлененные (перекрытые рыхлыми отложениями); *7* — внешний контур карбонатитового массива; *8* — тектонические нарушения

В зависимости от всех этих факторов по особенностям внутреннего строения можно выделить следующие типы массивов:

1) округлые, концентрические в плане массивы (рис. 92), в которых центры кольцевых структур совпадают с геометрическим центром массива (Кугда и Немакит на севере Сибирской платформы, Салналатва на Кольском полуострове и др.);

2) эллипсовидные в плане, эксцентрические массивы (см. рис. 89, *б*, I) характеризующиеся тем, что центры концентрических структур не совпадают с геометрическим центром (Маган на севере Сибирской платформы, Озерный в Сибири и др.);

3) эллипсовидные в плане, полицентрические массивы (рис. 93), характеризующиеся наличием двух или бо́льшего количества локальных концентрических структур, центры которых чаще всего располагаются вдоль длинной оси массива (Гулинский на севере Сибирской платформы, Якупиранга в Бразилии, Лулекоп в ЮАР);

4) сложные массивы, характеризующиеся сочетанием кольцевых и линейных структур (рис. 94);

5) вытянутые в одном направлении массивы с линейными структурами (Гек в Сибири — см. рис. 89, *б*, III, Первомайский в Казахстане).

Строение массивов часто осложняется наличием в них трубок взрыва, выполненных пикритовыми порфиритами, альнеитами и другими кимберлитоподобными субвулканическими породами, а также брекчиями, в которых обломки представлены самыми различными породами массива и вмещающих толщ, а цементом служат мелкозернистые разновидности ультраосновных-щелочных пород. В некоторых случаях наблюдаются трубки, выполненные карбонатитовыми брекчиями.

Подобные трубки взрыва могут возникать на различных этапах развития массивов, иногда они бывают поздне- или посткарбонатито-

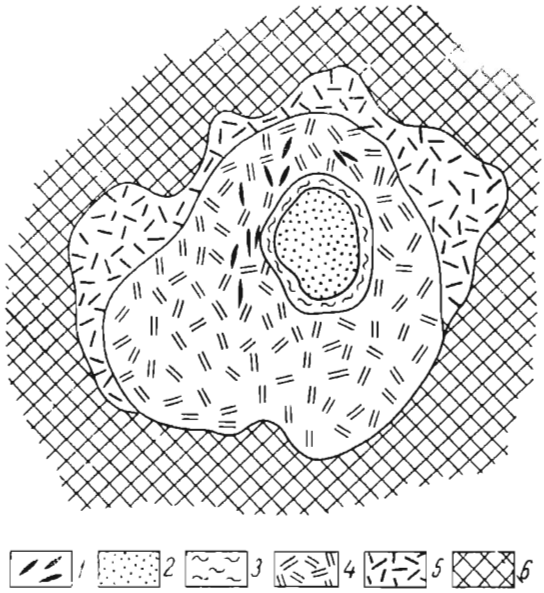


Рис. 92. Геологическое строение Салаклатвинского массива. *По Б. Сербе*

1 — жильные карбонатиты; *2* — анкерит-сидерит-кальцитовые карбонатиты; *3* — магнетит-вермикулит-кальцитовые карбонатиты; *4* — ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты; *5* — мельтейгиты; *6* — метаднабазы

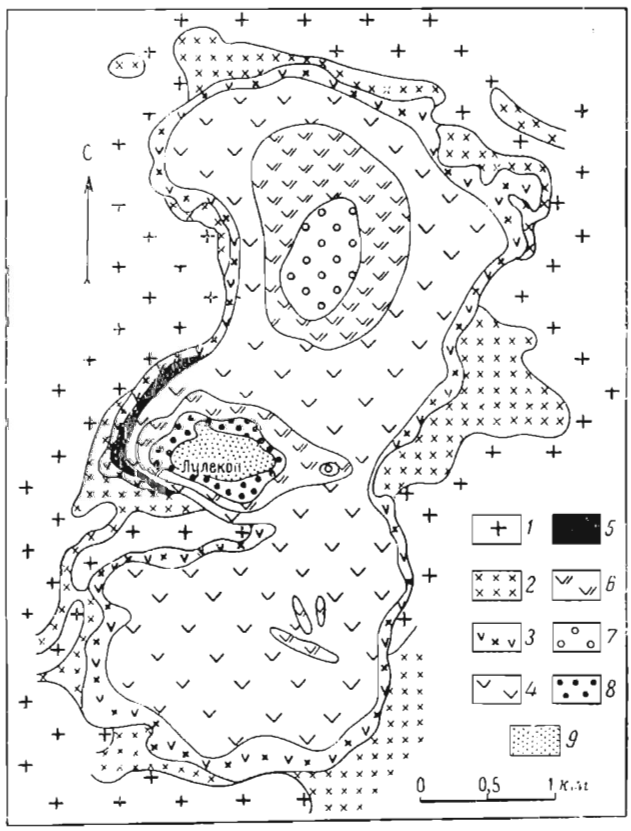


Рис. 93. Геологическое строение комплекса Палабора (Лулекоп, ЮАР). *По Х. Расселу, С. Химстра и Д. Грюнвальду* (1954 г.)

1 — древние граниты; *2* — сиениты; *3* — полевошпатовые пироксениты (шонкиниты); *4* — пироксениты; *5* — глиммериты (слюдяные породы); *6* — пироксен-вермикулит-оливиновые пегматиты; *7* — оливин-вермикулитовые пегматиты; *8* — магнетит-оливин-апатитовые породы; *9* — карбонатиты

выми (Гулинский массив, север Сибири), в других случаях они образуются после силикатных, но до карбонатных пород и сами подвергаются карбонатизации (Саянские массивы, Сибирь).

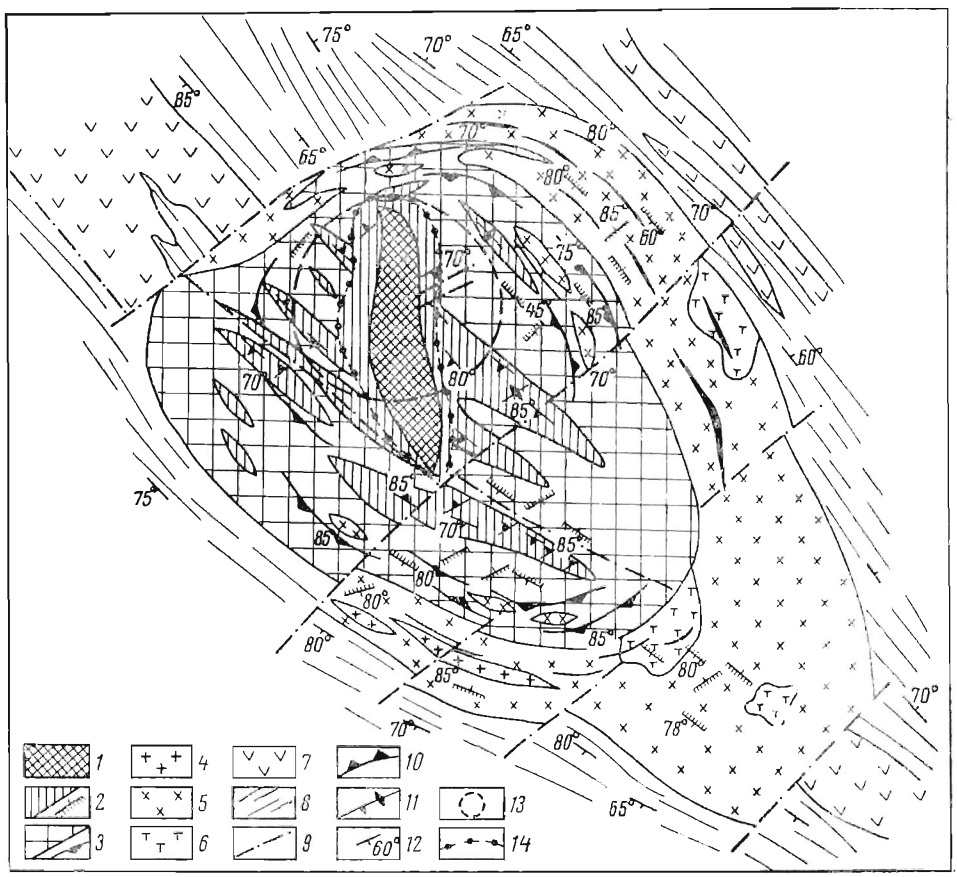


Рис. 94. Схема геологического строения массива ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. *По А. Фролову* (1962)

1 — анкеритовые карбонатиты (IV стадия); *2* — рудные кальцитовые карбонатиты (III и II стадия); *3* — безрудные кальцитовые карбонатиты (I стадия); *4* — нефелиновые и щелочные сиениты; *5* — ийолиты; *6* — мельтейгиты и нефелиновые пироксениты; *7* — габбро-диабазы; *8* — сланцы и песчаники; *9* — тектонические нарушения; *10* — полосчатость безрудных кальцитовых карбонатитов; *11* — полосчатость рудных кальцитовых карбонатитов; *12* — элементы залегания сланцеватости и слоистости сланцев и песчаников; *13* — площадь распространения останцов брекчии пикритовых порфиритов; *14* — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатитов

Стадии карбонатитового процесса и связанное с ними оруденение

Формирование массивов ультраосновных-щелочных пород завершается появлением значительных масс существенно карбонатных пород — карбонатитов, образующих неправильные по форме тела, напоминающие штоки, трубки, «пробки», выполняющие вулканические жерла, конические, кольцевые или радиальные жилы, штокверки и линейновытянутые жильные зоны. Эти скопления карбонатных пород могут достигать в плане размеров, измеряемых квадратными километрами.

Карбонатиты представляют собой сложные образования, закономерно меняющие свой состав по мере возникновения их на протяжении значительного интервала времени в условиях постепенного падения температуры, изменения парциального давления летучих (в первую очередь CO_2 и H_2O), pH растворов и химической активности отдельных компонентов (главным образом CaO, MgO, FeO, Na_2O и K_2O). Следует

также учитывать, что состав карбонатитов зависит и от состава пород, по которым они развиваются.

Постоянное наличие среди карбонатитов реликтов пород ультраосновных-щелочных комплексов заставляет считать, вне зависимости от того, какой точки зрения придерживаться на генезис карбонатитов (магматической или гидротермальной), что на месте карбонатитов ранее существовали силикатные породы ультраосновных-щелочных комплексов, которые были либо частично ассимилированы карбонатной магмой (магматическое замещение), либо замещены при воздействии на них карбонатных растворов-флюидов.

Карбонатиты характеризуются рядом специфических особенностей, которые отличают их от карбонатных образований иного происхождения — осадочных и метаморфогенных известняков, доломитов, мраморов, кальцифиров, скарнов, зон гидротермальной карбонатизации в гранитах, эффузивах и в различных осадочно-метаморфических толщах.

1. Они находятся в массивах ультраосновных-щелочных пород. При этом следует учитывать, что при различных глубинах эрозионного среза массивов могут вскрываться преимущественно либо пироксениты, либо породы типа ийолитов, либо нефелиновые сиениты. Карбонатиты могут пространственно ассоциироваться со всеми этими породами или их эффузивными аналогами.

2. Появление карбонатитов не зависит от состава пород, вмещающих ультраосновные-щелочные массивы. Они могут в одинаковой степени залегать как среди гранитов (массивы Африки), гранито-гнейсов (Кольский п-ов), сланцев, песчаников и конгломератов (Саяны), так и среди известняков или доломитов (север Сибирской платформы, Якутия).

3. Среди карбонатитов обычно наблюдаются останцы-реликты гипербазитов, ийолитов-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, пикритовых порфиритов-альнеитов и автореакционных скарнов. Останцы обычно сохраняют свое первоначальное положение, иногда протягиваются цепочками и соединяются перемычками с общим полем развития силикатных пород. Почти все они в той или иной степени карбонатизированы.

4. Наряду с крупными телами типа штоков наблюдаются прожилки и жилы карбонатитов различной мощности, которые располагаются как среди пород ультраосновного-щелочного комплекса, так и в экзоконтактной полосе фенитов. Эти жилы часто отходят от сплошного поля развития карбонатитов, иногда образуют в силикатных породах густую сеть прожилков типа штокверка, а в отдельных случаях выполняют кольцевые, конические или радиальные трещины.

5. Карбонатиты представляют собой многостадийные образования, характеризующиеся закономерной сменой породообразующих карбонатов. Каждой генерации карбонатов соответствует свой характерный минеральный парагенезис. Карбонатиты более поздних стадий часто накладываются на более ранние.

6. Для карбонатитов различных стадий устанавливается зональность, выражающаяся в изменении минеральных парагенезисов по мере удаления от контактов с силикатными породами.

7. Одной из характернейших особенностей карбонатитов является широкое развитие в них специфической, часто симметричной полосчатости. Эта полосчатость изменяется и усложняется от ранних к поздним стадиям карбонатитового процесса.

8. Для некоторых массивов, формирующихся в условиях малых глубин, характерно появление в карбонатитах эксплозивных брекчий.

9. Карбонатиты отличаются повышенным содержанием ниобия, фосфора, редких земель цериевой группы, стронция, бария, циркония, а также часто повышенной радиоактивностью.

10. Для карбонатитов весьма характерна редкометальная минерализация (циркониевая, титан-циркониевая, тантал-ниобиевая, ниобиевая и редкоземельная). Некоторые минералы встречены до настоящего времени только в карбонатитах или весьма для них характерны (бадделеит, кальциртит, циркелит, луешит, бербанкит, карбоцернаит, анкилит и др.).

Детальное геологическое картирование, проведенное на крупнейших карбонатитовых массивах Сибири (Пожарицкая, Эпштейн, 1964), позволило расчленить карбонатиты и выделить среди них четыре разновозрастные группы, соответствующие последовательным стадиям развития карбонатитового процесса (см. табл. 12). Произведенное расчленение в известной степени сопоставляется с данными, полученными геологами, работавшими под руководством А. Кухаренко (1965) на массивах Кольского полуострова.

Ранние кальцитовые карбонатиты (I стадия)

В первую стадию образуются карбонатиты, состоящие в основном из кальцита (30—70%), авгитдиопсида или форстерита (20—50%), биотита или железистого флогопита (5—20%), апатита (3—20%) и магнетита (1—10%). Количественные соотношения этих минералов могут сильно варьировать. Так, в отдельных участках или телах содержание темноокрашенных минералов и апатита иногда достигает 80—90%. Наибольшее многообразие минерального состава карбонатитов наблюдается в тех случаях, когда карбонатиты развиваются по гипербазитам. Типичными акцессориями для них являются минералы группы перовскита (дизаналит) и кальциртит.

Карбонатиты обычно крупно- или среднезернистые, иногда в них появляются участки с гигантозернистым строением, с размером темноцветных минералов до 5—10 *см*. Породы массивные, иногда с атакситовыми и грубополосчатыми текстурами.

На контактах с гипербазитами и мельтейгитами обычно располагаются авгитдиопсид-кальцитовые карбонатиты. Контакты между этими породами иногда резкие, но большей частью расплывчатые, неровные, обусловленные развитием во вмещающих силикатных породах сетки тонких карбонатных прожилков или гнезд. При сильном сгущении сети этих прожилков возникает своеобразная переходная зона, в которой различаются «теневые» реликты почти нацело измененных исходных пород (рис. 95). В эндоконтакте карбонатитовых тел иногда наблюдается концентрация апатита, количество которого на отдельных участках достигает 20—70%, при этом образуются своеобразные породы, в которых агрегат апатита корродирует кристаллы реликтового пироксена или выполняет интерстиции между вновь образованными кристаллами пироксена, как бы заменяя кальцит карбонатитов. По мере удаления от контактов апатит начинает замещаться кальцитом при сохранении структуры породы.

При развитии карбонатитов этой стадии по ийолитам образующийся пироксен отличается примесью эгиринового компонента, а из акцессорных минералов вместо дизаналита чаще появляется сфен. В этом случае одновременно с перекристаллизацией пироксенов происходит замещение нефелина и образующегося по нему канкринита кальцитом вплоть до полного их исчезновения. По мере удаления от контактов с вмещающими гипербазитами авгитдиопсид-кальцитовые карбонатиты сменяются форстерит-кальцитовыми, при этом по авгитдиопсиду развивается форстерит. Наряду с дизаналитом в них отмечается и кальциртит.

В форстерит-кальцитовых карбонатитах иногда появляются гнездообразные участки, обогащенные апатитом и магнетитом вплоть до обра-

зования магнетит-апатитовых руд с форстеритом, которые связаны постепенными переходами с форстерит-кальцитовыми карбонатитами.

При дальнейшем развитии процесса карбонатизации авгитдиопсид и форстерит замещаются биотитом и кальцитом, при этом образуются биотит-кальцитовые карбонатиты, состоящие на 85—90% из кальцита и содержащие 3—10% биотита, 2—5% апатита и 1—5% магнетита. При более интенсивной кальцитизации возникают участки практически мономинеральных кальцитовых карбонатитов.

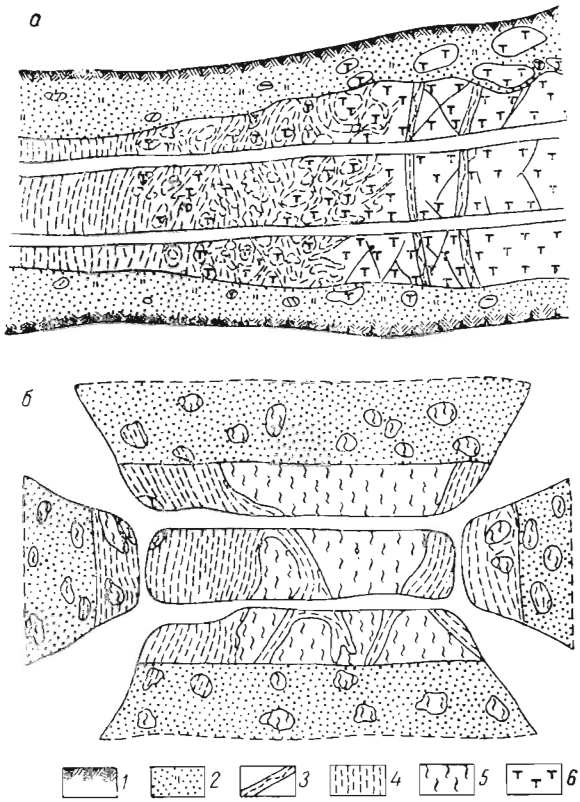


Рис. 95. Метасоматические брекчии на контакте ранних кальцитовых карбонатитов с вмещающими породами. *По Е. Эпштейну*

а — с перидотитами; *б* — с автореакционными скарнами *1* — почвенный слой; *2* — делювий; *3* — кальцит-флогопитовые жилы; *4* — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; *5* — автореакционные скарны; *6* — перидотиты

Таким образом, в кальцитовых карбонатитах I стадии наблюдается закономерная смена авгитдиопсида форстеритом, далее биотитом и в конечном итоге кальцитом.

Кальцитовые карбонатиты (II стадия)

В отличие от ранних кальцитовых карбонатитов для кальцитовых образований II стадии в целом характерно обычно существенно меньшее содержание темноцветных минералов (не более 10—30%), возникновение диопсида вместо авгитдиопсида и флогопита вместо биотита. Если для карбонатитов I стадии типичны акцессорные минералы, содержащие титан и цирконий (сфен, дизаналит, кальциртит), то для II стадии процесса наряду с появлением минералов титана и циркония (циркелит, бадделеит) возникают и минералы, содержащие тантал, ниобий, уран и торий (гатчеттолит, пирохлор).

Породы эти крупно- или среднезернистые, полосчатые, реже пятнисто-полосчатые. Их минеральный состав варьирует в зависимости от того, какие породы они замещают (гипербазиты, ийолиты, сиениты, метасоматические силикатные породы или авгитдиопсид-кальцитовые и форстерит-кальцитовые карбонатиты I стадии) и от положения карбо-

натитов по отношению к контактам исходных пород. По мере удаления от контактов с гипербазитами или ийолит-мельтейгитами диопсид-кальцитовые карбонатиты сменяются форстерит-кальцитовыми, далее флогопит-кальцитовыми и кальцитовыми карбонатитами. Одновременно бадделеит и циркелит заменяются гатчеттолитом, а последний — пирохлором.

При развитии кальцитовых карбонатитов II стадии по нефелиновым и щелочным сиенитам, а также фенитам, по данным В. Самойлова и А. Волженковой, в передовых зонах появляются альбит-биотит-кальцитовые породы с гатчеттолитом, т. е. на фронте развития карбонатизации проявляется альбитизация.

При наложении карбонатитов II стадии на карбонатиты I стадии во вновь образующихся породах, как правило, происходит снижение содержания силикатов. Однако соотношения кальцита с силикатами в карбонатитах этой стадии также могут варьировать в широких пределах. Нередко среди существенно карбонатных пород встречаются участки, полосы или линзовидные обособления, обогащенные форстеритом, флогопитом, магнетитом и апатитом, содержание кальцита в них снижается до 5—30%. К этим же обособлениям нередко приурочены и наибольшие концентрации циркелита, бадделеита, гатчеттолита или пирохлора.

На одном из массивов карбонатиты II стадии разбиваются на две разновозрастные подстадии со сходным составом породообразующих минералов, однако в ранней из них появляется гатчеттолит, а в поздней — пирохлор. В другом массиве в ранней подстадии образуется бадделеит, ассоциирующийся с форстеритом, а в поздней — гумит, парагенный с гатчеттолитом.

Поздние кальцитовые и доломитовые карбонатиты (III стадия)

Карбонатиты III стадии характеризуются усложнением минерального состава, сменой силикатов (пироксенов и форстерита) гидроксилсодержащими силикатами, обычно щелочными амфиболами, серпентином и тальком, а также появлением доломита. Минеральный состав пород этой стадии значительно более разнообразен, что является результатом снижения температуры формирования и увеличения числа пород, по которым они могли развиваться (наряду с интрузивными и силикатными метасоматическими породами они возникают и по карбонатитам двух предыдущих стадий). Важнейшим ниобиевым минералом в них является пирохлор. Карбонатиты III стадии в большинстве своем мелкозернистые с четко выраженными полосчатыми текстурами. Среди них выделяются амфибол-кальцитовые, амфибол-доломитовые, флогопит-доломитовые и доломитовые разновидности.

Содержание карбонатов в этих породах в среднем выше, чем в карбонатитах двух предыдущих стадий. Из амфиболов присутствуют тремолит-актинолит, рихтерит, эккерманит (в кальцитовых карбонатитах) и железистый эккерманит и магнезиальный арфведсонит (чаще в доломитовых карбонатитах). Слюда представлена красно-бурым флогопитом, содержащим трехвалентное железо (тетраферрифлогопитом). В период развития карбонатитов III стадии форстерит карбонатитов более ранних стадий замещается серпентином, реже тальком или бруситом, которые часто ассоциируют с тонкозернистым доломитом. Серпентин иногда развивается по трещинам, замещая кальцит.

В карбонатитах III стадии обычно наблюдаются хондродит, магнетит, ильменит, апатит, пирит, сфен, рутил; редкометальные минералы представлены пирохлором, луешитом, эшинитом, линдокитом, ферсмитом и цирконом. По данным Т. Здорик, в доломитовых карбонатитах иногда появляется редкоземельный карбонат — бербанкит.

Амфибол-кальцитовые карбонатиты наиболее распространены и в случаях полного развития зональности тяготеют к контактам с породами субстрата. Характерно, что амфибол-кальцитовые карбонатиты развиваются не только по породам ультраосновного-щелочного комплекса, но и по вмещающим породам — известнякам, песчаникам, сланцам, диабазам и фенитам.

Амфибол-доломитовые карбонатиты обычно появляются в виде зон, следующих за амфибол-кальцитовыми карбонатитами, что доказывается процессом доломитизации кальцитовых разновидностей. При полном развитии зональности появляются тетраферрифлогопит-доломитовые и, наконец, практически мономинеральные доломитовые карбонатиты.

В карбонатитах Гулинского плутона отмечалось развитие своеобразных кальцит-доломитовых пород, доломит в которых образует крупные бластопорфировые включения в мелкозернистой кальцитовой массе. Детальное изучение показало, что и в этом случае наблюдается доломитизация кальцитовых карбонатитов. В некоторых массивах, вероятно, в связи с низкой химической активностью магния в поступавших растворах, доломитовые карбонатиты практически не развивались и формировался следующий ряд пород: амфибол-кальцитовые — флогопит-кальцитовые — кальцитовые карбонатиты.

Поздние доломитовые и анкеритовые карбонатиты (IV стадия)

Породы данной стадии характеризуются наиболее высоким содержанием карбонатов (чаще 85—95%), исчезновением кальцита и появлением наряду с доломитом парааанкерита или анкерита, нередко и сидерита, а иногда и стронцианита. Силикаты в них (обычно не более 3—5%) представлены эгирином, арфведсонитом, хлоритом, эпидотом, алюмосиликаты — альбитом и гроссуляром. Характерно присутствие в этих породах типичных гидротермальных минералов — флюорита, пирита, галенита, молибденита, сфалерита. Кроме того, обычно присутствуют барит, рутил, анатаз. Ниобийсодержащие минералы представлены колумбитом и в меньшей мере низкотемпературной разновидностью пирохлора, часто стронцийсодержащего. В этих породах широко развиты редкоземельные карбонаты — бастнезит, паризит, реже бербанкит, карбоцернаит, анкилит, кордилит и лантанит.

Состав этих карбонатитов, как и в других случаях, зависит от состава пород, по которым они развивались. Эгирин-доломитовые карбонатиты возникают при наложении процессов IV стадии на силикатные породы и пироксен- или амфибол-кальцитовые карбонатиты. С удалением от контакта, а также при замещении форстерит-кальцитовых или амфибол-доломитовых карбонатитов образуются амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые и анкеритовые породы. Последние могут развиваться также по анхимономинеральным кальцитовым и доломитовым карбонатитам. Наиболее распространены, как правило, анкеритовые карбонатиты, нередко слагающие тела размером до квадратного километра. Силикат- и алюмосиликатсодержащие их разновидности тяготеют к контактам и породам субстрата и образуют обычно узкие зоны, мощность которых лишь на отдельных массивах достигает 50—100 *м*.

Породы в приконтактовых зонах чаще мелкозернистые с тонкополосчатой или пятнисто-полосчатой текстурой. В центральных частях тел они постепенно приобретают крупнозернистую, а иногда (чаще в жилах) и гигантозернистую структуру. Характерно, что в жильных разновидностях этих пород силикаты, а иногда и бербанкит располагаются перпендикулярно к зальбандам, что наряду с другими критериями позволяет говорить о широком развитии в эту стадию жил выполнения.

В кальцитовых и доломитовых карбонатитах четко прослеживается анкеритизация. По более ранним карбонатам развивается анкерит в виде отдельных гнезд и тонких просечек, часто приуроченных к промежуткам между зернами кальцита или доломита. О метасоматическом генезисе этих пород свидетельствует и наличие псевдоморфоз хлорита по силикатам и слюдам исходных пород. На некоторых массивах (Гулинский плутон) вместо анкеритовых карбонатитов возникают гематит-доломитовые карбонатиты, что скорее всего связано с повышением химического потенциала кислорода в близповерхностных участках.

Карбонатно-силикатные породы (посткарбонатитовый этап)

На образовании анкеритовых карбонатитов не заканчивается эндогенная деятельность, связанная с ультраосновными-щелочными комплексами. На многих массивах, особенно там, где широко распространены анкеритовые карбонатиты, развиваются тонкие маломощные прожилки, просечки, неправильные гнездообразные скопления, реже жилы кальцит-альбит-эпидотового и кальцит-эпидотового состава. Они представлены, как правило, тонкозернистыми плотными породами с неравномерным распределением слагающих их минералов. Лишь наиболее мощные из них (0,3—0,5 *м*) иногда сложены крупными кристаллами розоватого кальцита, альбита, эпидота, баритокальцита с пустотами, иногда выполненными мелкими кристаллами светлого кварца, мориона или аметиста, а также гематита и флюорита. В зальбандах этих жилок часто устанавливаются примазки темноволокнистого голубого асбеста (магнезиального рибекита).

В этот же этап, по ранее образовавшимся редкоземельным минералам (бастнезиту, паризиту, бербанкиту, монациту), развиваются ортит и церианит по пириту образуется тонкозернистый магнетит. Часто отмечается пересечение анкеритовых карбонатитов и фенитов тонкими прожилками кальцита, тонковолокнистого бледноокрашенного эгирина, альбита-клевеландита, ассоциирующихся с тонкочешуйчатым зеленым биотитом и иногда игольчатым апатитом. Эгирин и биотит анкеритовых карбонатитов замещаются поздним хлоритом. В ассоциации с ним в приконтактовых частях прожилков на контакте с пироксеновыми породами устанавливаются скопления минералов группы эпидота, изредка — мусковит.

На отдельных массивах (Альне, Швеция; Саянских, Сибирь и др.) в этот этап отмечается интенсивная флюоритизация и гематитизация, формируются флюорит-кальцитовые и гематитовые породы. В некоторых случаях скопления флюорита и гематита образуют значительные концентрации. При гематитизации кальцитовых карбонатитов возникают специфические яркоокрашенные породы красного цвета — редберги.

Масштабы проявления карбонатно-силикатного этапа обычно несопоставимо малы по сравнению с масштабами развития любой из стадий собственно карбонатитового этапа. Однако направленность минералообразования, столь отличная от карбонатитов (смена анкерита кальцитом, карбонатов силикатами), своеобразный состав пород, постоянное проявление их в различных карбонатитовых массивах, позволяют выделять процесс образования этих пород в самостоятельный этап развития гидротермального процесса.

Некоторые закономерности формирования карбонатитов

Из приведенной характеристики карбонатитов различных стадий следует, что существуют определенные закономерности в развитии единого карбонатитового процесса.

1. Ведущей закономерностью является последовательная смена карбонатов: характерный для ранних стадий кальцит сменяется доломитом, а затем анкеритом и сидеритом. В посткарбонатитовый этап магнезиально-железистые карбонаты вновь сменяются кальцитом. Таким образом, наблюдается определенная геохимическая эволюция состава катионов породообразующих карбонатов:

$$Ca \rightarrow Ca + Mg \rightarrow Ca + Mg + Fe \rightarrow Mg + Fe \rightarrow Fe \rightarrow Ca$$

2. Особенностью карбонатитов является проявление в них специфической зональности (Пожарицкая, Эпштейн, 1964). Обобщенную наиболее типичную схему этой зональности можно представить себе следующим образом:

Зона 0	Зона 1_a	Зона 1	Зона 2	Зона 3
Исходная силикатная порода — гипербазит	Силикат Алюмосиликат Карбонат	Силикат Алюмосиликат Карбонат	Алюмосиликат Карбонат	Карбонат

Силикатом здесь является обычно пироксен, форстерит или амфибол, а алюмосиликатом — слюда (биотит или флогопит). Зоны 1_a и 1 характеризуются одинаковым числом минералов, но они различаются по составу силикатов, а в некоторых случаях и по составу карбонатов. Следует отметить, что наблюдались случаи, правда довольно редкие, когда в зоне 2 место алюмосиликата занимал силикат.

Подобный характер зональности, соответствующий метасоматической колонке, типичен для процессов инфильтрационного метасоматоза, во всяком случае начиная с зоны 1. Что касается зоны 1_a, то некоторые геологические и петрографические особенности слагающих пород позволяют полагать, что в ее формировании значительная роль в ряде случаев принадлежала диффузионному метасоматозу.

Для каждой стадии карбонатитового процесса наблюдается своя закономерная смена минеральных парагенезисов (табл. 14).

В приконтактовых зонах карбонатитов с ийолит-уртитами или нефелиновыми сиенитами зоны 1 и 1_a иногда выпадают и наблюдаются лишь две — алюмосиликат-карбонатная и карбонатная. При наложении поздних стадий процесса на карбонатиты более ранних стадий полная зональность проявляется только в случае, когда исходными породами являлись карбонатиты силикат-алюмосиликат-карбонатного состава. При развитии процесса по алюмосиликат-карбонатным породам выпадают зоны 1 и 1_a. Наконец, при наложении карбонатитов поздних стадий на породы зоны 3 выпадают все зоны, за исключением последней, и возникают анхимономинеральные карбонатные породы.

3. Наличие зональности, которая может быть объяснена как метасоматическая, наряду с геологическими и петрографическими данными (реликты силикатных пород, «теневые» структуры, псевдоморфное развитие минералов, зависимость состава карбонатитов в передовых зонах от вмещающих пород и др.) свидетельствует о том, что основная масса карбонатитов образуется метасоматическим путем. Однако несомненно, что часть карбонатитов образовалась и в результате выполнения полостей. В общем случае в ранних карбонатитах резко превалировало замещение пород, а на поздних стадиях существенное значение приобретали и явления отложения из растворов.

Образование карбонатитов путем замещения силикатных пород или выполнения открывающихся полостей при прочих равных условиях (температура формирования, состав субстрата и др.) регулируется в значительной степени скоростью приоткрывания трещин и степенью неравновесности поровых растворов вмещающих пород с поступающими растворами. Если на фоне медленного приоткрывания трещин реакции между

Таблица 14

Схема метасоматической зональности в карбонатитах (на примере массивов Сибири)

Стадия процесса	Вмещающие породы	Состав зон метасоматической колонки			
		1_a	1	2	3
I	Гипербазиты	**Авгит-диопсид** **Биотит** **Кальцит I** Дизаналит	**Форстерит** **Биотит** **Кальцит I** Дизаналит Кальциртит	**Биотит** **Кальцит I** Кальциртит	**Кальцит I**
II		**Диопсид** **Флогопит I** **Кальцит II** Дизаналит Циркелит	**Хризолит** **Флогопит II** **Кальцит II** Бадделеит Циркелит Гатчеттолит	**Тетраферри-флогопит I** **Кальцит II** Пирохлор I	**Кальцит II**
III		**Эккерманит** **Тетраферри-флогопит II** **Кальцит III** Пирохлор II	**Магноарф-ведсонит** **Тетраферри-флогопит III** **Доломит I** Пирохлор III	**Тетраферри-флогопит IV** **Доломит I** Пирохлор IV	**Доломит I**
IV		**Эгирин** **Альбит** **Доломит II** Пирохлор V Бербанкит	**Арфведсонит** **Альбит** **Анкерит** Колумбит Анкилит	**Альбит** **Анкерит** Бастнезит	**Анкерит**

Примечание. Жирным шрифтом выделены породообразующие минералы.

раствором и вмещающей породой протекали достаточно быстро - формировались метасоматические породы. В том случае, когда скорость приоткрывания трещин значительно превышала скорость реакции между раствором и вмещающей породой, образование карбонатитов происходило главным образом путем выполнения трещин (Фролов, Эпштейн, 1962).

Силикатные породы различного состава обладают различной устойчивостью по отношению к карбонатным растворам. Нередко наблюдается избирательный метасоматоз — гипербазиты замещаются обычно значительно легче, нежели, например, нефелиновые сиениты, реликты которых часто сохраняются в карбонатитах.

4. Особенностью метасоматического процесса в карбонатитах является образование многочисленных псевдоморфоз (биотит или флогопит по пироксену, серпентин по форстериту, доломит по серпентину, колумбит по пирохлору, бастнезит по бербанкиту и т. п.), что свидетельствует о развитии процесса при постоянном объеме и для каждой конкретной

стадии система может быть охарактеризована как изотермо-изохорическая.

Формирование псевдоморфоз особенно типично для карбонатитов поздних (III и IV) стадий. Причем характерно, что, например, вокруг псевдоморфоз серпентина по форстериту часто наблюдаются каймы магнезиального карбоната по кальциту, что может трактоваться как

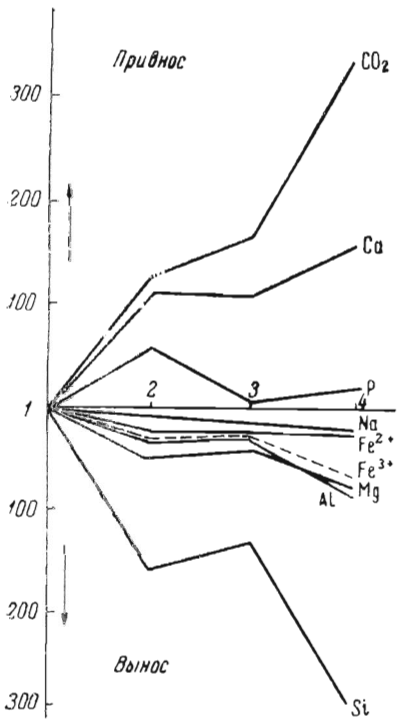


Рис. 96. Диаграмма изменения химического состава пород (привнос — вынос) при образовании карбонатитов I стадии по пироксеновым породам (в числах Барта)

1 - пироксеновые породы; *2* — пироксен-биотит-апатит-кальцитовая зона; *3* — пироксен-биотит-кальцитовая зона; *4* — биотит-кальцитовая зона

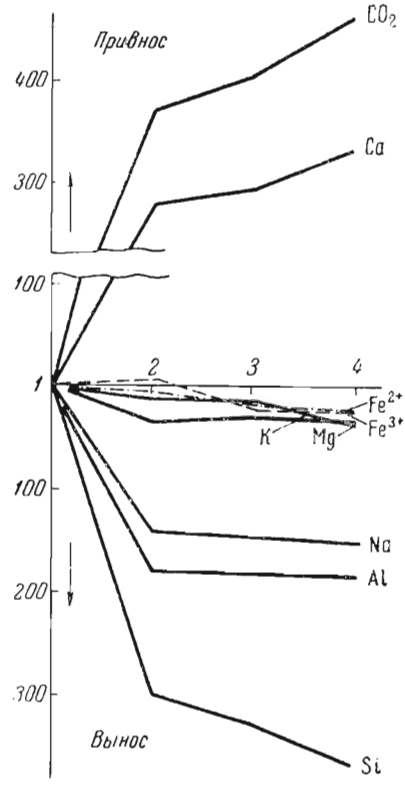


Рис. 97. Диаграмма изменения химического состава пород (привнос — вынос) при образовании карбонатитов II стадии по ийолитам (в числах Барта)

1 — ийолиты; *2* — диопсид-флогопит-кальцитовая зона; *3* — флогопит-кальцитовая зона; *4* — кальцитовая зона

проявление диффузионного метасоматоза на фоне господствующего инфильтрационного процесса.

5. При развитии карбонатизации по силикатным породам (гипербазитам и ийолитам) происходил интенсивный привнос CO_2 и в несколько меньшей степени кальция. Для карбонатитов ранних стадий характерен интенсивный привнос фосфора, особенно в передовой зоне метасоматической колонки (рис. 96). Все остальные породообразующие элементы (Si, Al, Mg, Fe, Na, K) претерпевают существенный вынос. Наиболее интенсивно выносится кремний, затем алюминий (рис. 97).

Исходя из представлений Д. Коржинского (1957) о наличии вполне подвижного избыточного минерала в породах, образующихся в изотермо-изохорическом метасоматическом процессе, можно сделать вывод, что таким избыточным минералом при формировании карбонатитов является карбонат (кальцит, доломит или анкерит), слагающий тыловые

зоны метасоматических колонок. Следовательно, CO_2, Ca, и, вероятно, Mg являются вполне подвижными компонентами для всех стадий, а для анкеритовых карбонатитов еще и Fe.

Рассмотрение метасоматических колонок (см. табл. 14) позволяет также сделать вывод об инертности кремния и алюминия в передовых зонах (зоны 1 и $1_а$) и алюминия — в зоне 2.

Ряд дифференциальной подвижности компонентов выведен, исходя из развернутых метасоматических колонок по стадиям с участием таких второстепенных, но постоянно присутствующих минералов, как магнетит, пирит, апатит (табл. 15).

6. Количественные соотношения между карбонатами и силикатами могут значительно варьировать; при этом устанавливаются следующие ведущие закономерности:

а) в пределах одной стадии количество силикатов постепенно убывает от передовых зон к тыловой зоне вплоть до их полного исчезновения (см. табл. 14, 15). Исключением из этого правила является наличие в некоторых случаях меланократовых участков в передовых частях форстерит-флогопит-кальцитовых зон карбонатитов I и II стадий, где могут формироваться апатит-магнетит-форстеритовые породы, содержащие значительно меньше кальцита по сравнению с эндоконтактовой зоной диопсид-кальцитовых карбонатитов;

б) изменение количества силикатов по одним и тем же зонам метасоматических колонок от ранних стадий к поздним показывает, что содержание их по отношению к карбонатам, как правило, постепенно убывает;

в) в пределах одной и той же разновидности карбонатитов соотношение силикатов и карбонатов иногда значительно варьирует как на различных участках одного массива, так и еще большей степени и в различных массивах. Подобные явления могут быть объяснены пониженной растворимостью силикатов в условиях повышенного парциального давления углекислоты в поступавших растворах. Величина парциального давления CO_2 (для определенной стадии при прочих равных условиях) зависела от изменения давления, т. е. от глубинности и тектонической обстановки формирования карбонатитов. Возможно, что именно поэтому на глубоких горизонтах и в участках, мало нарушенных тектоникой (где парциальное давление CO_2 было относительно высокое), растворимость кремнезема снижалась и образовывались карбонатиты, обогащенные силикатами (Пожарицкая, Эпштейн, 1964). Этим и объясняется, по-видимому, широкое развитие в ряде относительно глубоко эродированных массивов Якутии и Кольского полуострова своеобразных апатит-магнетит-форстеритовых пород с флогопитом и лишь небольшим количеством кальцита. Породы подобного состава, вероятно, могли формироваться как в первую, так и во вторую стадии карбонатитового процесса. В этом случае их можно различать по структурно-текстурным признакам, составу слюд, редкометальных и других минералов, а также месту в метасоматических колонках.

Следует подчеркнуть, что по вопросу о времени формирования апатит-магнетит-форстеритовых пород среди исследователей нет единой точки зрения. А. Кухаренко, О. Римская-Корсакова, Л. Бородин и некоторые другие считают их докарбонатитовыми образованиями. А. Глаголев (1963) предложил выделить их в особую предкарбонатитовую апатитовую стадию процесса со своеобразной метасоматической колонкой апатитизации, на которую накладывается более поздняя карбонатитизация.

7. В ходе развития процесса происходит и изменение структурно-текстурных особенностей карбонатитов. Ведущим текстурным признаком карбонатитов является наличие полосчатости, которую можно разделить на первичную и вторичную.

Таблица 15

Схема дифференциальной подвижности компонентов при образовании карбонатитов

Стадии карбонатитового процесса	Зоны метасоматической колонки	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты
I, II,	0. Пироксеновая порода		
	1. Пи+Сл+Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Ca} \simeq \mu_{Mg}$*
	2. Фо+Сл+Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Ca} < \mu_{Mg}$*
	3. Сл+Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al	Si, Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O
	4. Мт+Ап+Ка	P, Fe	Al, Si, Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O
	5. Ап+Ка	P	Fe, Al, Si, Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O
	6. Ка	Нет	Все компоненты вполне подвижны
	Ряд подвижности	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, K, CO_2, O_2, H_2O
III	0. Пироксеновая порода		
	1. Амф+Тфл+Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, Na, K, S, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Ca} > \mu_{Mg}$ $\mu_{O_2} > \mu_S$
	2. Амф+Тфл+Пр+Ап+Дол	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, Na, K, S, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Ca} \leqslant \mu_{Mg}$ $\mu_{O_2} < \mu_S$
	3. Тфл+Пр+Ап+Дол	P, Fe, Al	Si, Mg, Ca, Na, K, S, O_2, CO_2, H_2O
	4. Пр+Ап+Дол	P, Fe	Al, Si, Mg, Ca, Na, K, S, O_2, CO_2, H_2O
	5. Ап+Дол	P	Fe, Al, Si, Mg, Ca, Na, K, S, O_2, CO_2, H_2O
	6. Дол	Нет	Все компоненты вполне подвижны
	Ряд подвижности	P, Fe, Al, Si	Mg, Ca, Na, K, S, CO_2, O_2, H_2O
IV	0. Пироксеновая порода		
	1. Эг+Аб+Пр+Дол	S, Al, Si	Fe, Mg, Ca, Na, K, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Mg} \gg \mu_{Fe}$
	2. Амф+Аб+Пр+Анк	S, Al, Si	Fe, Mg, Ca, Na, K, CO_2, O_2, H_2O $\mu_{Mg} \simeq \mu_{Fe}$
	3. Аб+Пр+Анк	S, Al	Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, CO_2, O_2, H_2O
	4. Пр+Анк	S	Al, Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, CO_2, O_2, H_2O
	5. Анк	Нет	Все компоненты вполне подвижны
	Ряд подвижности	S, Al, Si	Fe, Mg, Ca, Na, K, CO_2, O_2, H_2O

* Отсутствие в парагенезисах доломита, вероятно, объясняется тем, что породы формировались при температуре, превышающей температуру диссоциации доломита

Первичная полосчатость возникает одновременно с формированием породы каждой стадии и выражается в чередовании полос почти чисто карбонатных с полосами, обогащенными силикатами, апатитом и магнетитом. Элементы залегания этой полосчатости, как правило, конформны контактам карбонатитовых тел, и первичная полосчатость как бы выявляет их внутреннюю структуру. Полосчатость особенно хорошо выражена в крупных массивах, в которых наблюдается многостадийное развитие процесса. Естественно, что наиболее четко она проявляется в участках, обогащенных темноцветными минералами. Карбонатиты характеризуются ориентированным расположением зерен карбонатов, апатита, флогопита и биотита, амфибола и эгирина. Плоскости (001) слюд и плоскости двойникования карбонатов располага-

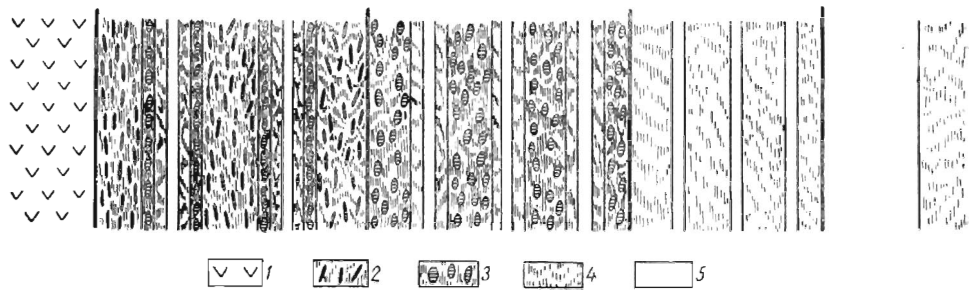


Рис. 98. Схема симметричной усложненной полосчатости карбонатитов (на примере карбонатитов I стадии)

1 — вмещающие гипербазиты: *2—5* — карбонатиты: *2* — пироксен-биотит-кальцитовая зона, *3* — форстерит-биотит-кальцитовая зона, *4* — биотит-кальцитовая зона, *5* — кальцитовая зона

ются параллельно плоскости полосчатости, а кристаллографические оси «С» удлиненных минералов (апатита, эгирина, амфибола) лежат в плоскости полосчатости и определяют положение линейности (Фролов, 1960; Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961; Эпштейн, Паньшин, 1967 г.).

Изучение полосчатости показывает, что в ее строении наблюдается зональность, обычно отвечающая порядку смены зон в метасоматической колонке (см. табл. 14). Однако нормальное чередование зон от контактов к центральным частям карбонатитовых тел часто усложняется в связи с наличием реликтов вмещающих пород — субстрата карбонатитов и проявлением внутриминерализационной трещиноватости, вследствие чего и возникала симметричная полосчатость (рис. 98). Таким образом, детали строения полосчатости свидетельствуют о ее происхождении одновременно с формированием самой породы метасоматическим путем.

Если рассматривать эволюцию текстур карбонатитов в ходе развития процесса, то можно наблюдать, как неясно выраженные грубополосчатые текстуры, чаще наиболее характерные для пород I стадии, сменяются все более четко- и тонкополосчатыми текстурами, свойственными породам поздних стадий (табл. 16).

Причину возрастания удельной полосчатости пород по мере развития процесса можно видеть в известной унаследованности текстур. Если карбонатиты I стадии развивались по массивным силикатным породам, то в них, как правило, лишь намечается полосчатость благодаря развитию метасоматической зональности. Карбонатиты последующих стадий накладываются на уже более неоднородные — полосчатые породы, что при сохранении плана деформации и проявлении внутриминерализационной трещиноватости приводит к последовательному возрастанию удельной полосчатости. Характерно, что в тех редких случаях, когда карбонатиты I стадии накладываются на первично полосчатые силикатные породы (Сибирь), они приобретают четко выраженную полос-

чатую текстуру. С другой стороны, при развитии поздних амфибол-кальцитовых карбонатитов по массивным силикатным породам возникают массивные, а не полосчатые текстуры.

Таблица 16

Характеристика полосчатости карбонатитов различных стадий на примере одного из карбонатитовых массивов Сибири

По И. Паньшину и Е. Эпштейну

Стадии	Тип карбонатита	Удельная полосчатость (количество полос на 1 *пог. м*)
I	Авгит-диопсид-кальцитовый Форстерит-кальцитовый	0--5
II	Диопсид-кальцитовый Форстерит-кальцитовый	10 –100
III	Амфибол-кальцитовый Амфибол-доломитовый	70—250
IV	Эгирин-доломитовый Амфибол-анкеритовый	200—500

Вторичная полосчатость в карбонатитах возникает в зонах тектонических нарушений за счет неравномерного дробления карбонатитов и их частичной перекристаллизации.

8. По мере эволюции состава породообразующих минералов карбонатитов происходит изменение и состава акцессорных, в частности, редкометальных минералов (Гайдукова, Здорик, 1962). Ведущая закономерность, проявляющаяся в массивах с наиболее полным развитием карбонатитового процесса, состоит в том, что минералы титана и циркония (дизаналит, кальциртит, бадделеит), весьма характерные для первых стадий, сменяются минералами циркония и ниобия (циркелит), далее тантала и ниобия (гатчеттолит), затем ниобия (пирохлор, луешит) и, наконец, на последних стадиях процесса минералами ниобия (ферсмит, колумбит и фергюсонит) и редких земель (бербанкит, анкилит, бастнезит, паризит, карбоцернаит, монацит, церианит, ортит и др.). Эволюция редкометальной минерализации происходит не только по мере развития различных стадий процесса, т. е. во времени, но и в различных зонах метасоматической колонки (см. табл. 14), при этом в тыловых зонах редкометальные минералы резорбируются и растворяются.

Смена во времени циркония танталом и далее ниобием отвечает увеличению потенциала ионизации[1] этих элементов (Zr — 432; Ta — 572; Nb — 632).

Наряду с эволюцией редкометальных минералов по стадиям процесса и зонам метасоматических колонок наблюдается изменение минералов внутри групп или рядов. В одном из хорошо изученных массивов Сибири подобная эволюция происходит по следующей схеме (рис. 99):

перовскит ⟶ дизаналит ⟶ луешит
гатчеттолит ⟶ редкоземельный пирохлор ⟶ пирохлор ⟶ стронций-содержащий пирохлор
бербанкит ⟶ бастнезит ⟶ монацит ⟶ ортит

В группе титано-тантало-ниобатов закономерно понижается сингония минералов от кубической в карбонатитах I и II стадий (группа перовскита, группа пирохлора) до ромбической в карбонатитах III ста-

[1] Величины потенциалов ионизации в *ккал/г-моль* даны по В. Жарикову.

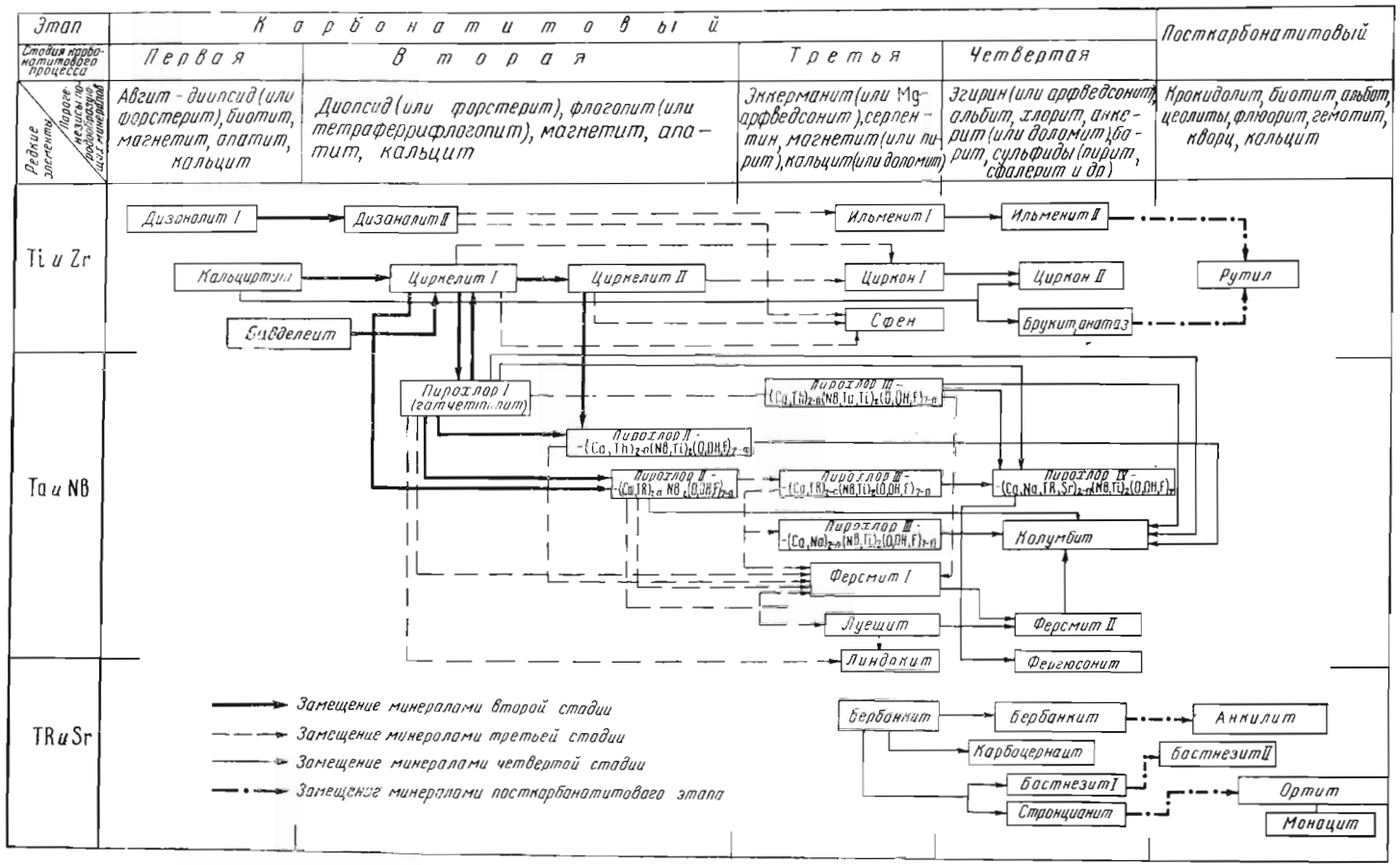


Рис. 99. Эволюция редкометальной минерализации в карбонатитах (на примере одного из массивов Сибири). *По Т. Здорик*

дии и особенно IV (ферсмит, линдокит, колумбит). Тантал и ниобий не дают своих собственных минералов на I стадии процесса, рассеиваясь в минералах титана и циркония. Редкоземельные элементы находятся в рассеянном состоянии во всех разновидностях кальцитовых карбонатитов (входя главным образом изоморфно в состав кальцита и апатита, в меньшей степени пирохлора). С момента образования доломитовых карбонатитов появляются собственные минералы редких земель цериевой группы, причем количество и содержание их резко возрастает в анкеритовых карбонатитах. Общая эволюция редкоземельных минералов происходит (см. рис. 99) от карбонатов (бербанкит) к фторкарбонатам (бастнезит, паризит и др.), фосфатам (монацит) и до силикатов (ортит).

10. Наблюдается четкая зависимость между составом вмещающих пород и составом карбонатитов, а также развитой в различных зонах метасоматических колонок редкометальной минерализацией. Подобная зависимость установлена при изучении карбонатитовых массивов Сибири Л. Пожарицкой, Е. Эпштейном, Т. Здорик, И. Паньшиным, Ю. Багдасаровым, В. Самойловым и А. Волженковой и может трактоваться как проявление различных фаций карбонатитов — апогипербазитовых, апоийолитовых, апосиенитовых, апофенитовых и др. (табл. 17).

11. Мономинеральные карбонатиты, как правило, не содержат сколько-нибудь значительных скоплений редкометальных минералов, которые иногда частично сохраняются в них как реликтовые. Появление на отдельных массивах в анхимономинеральных карбонатных зонах прожилковидных обособлений апатита, магнетита, иногда флогопита с гатчеттолитом или пирохлором можно объяснить развитием инверсионной метасоматической колонки, т. е. отложением минералов в тыловой зоне в порядке, обратном по отношению к данной метасоматической колонке. Причиной подобного явления может быть повышение щелочности в тыловой зоне колонки, вызванное фильтрационным эффектом (Жариков, Дюжикова, Максакова, 1961).

Рудные формации

С разными этапами формирования ультраосновных-щелочных комплексов связаны промышленные концентрации различных полезных ископаемых. Обращает на себя внимание постоянство их минеральных ассоциаций в случаях возникновения промышленных концентраций в близких геологических условиях на определенных этапах и стадиях развития ультраосновных-щелочных комплексов, сходство структурно-текстурных особенностей соответствующих руд массивов, располагающихся в различных провинциях мира. Это позволяет выделить ряд рудных формаций, связанных с ультраосновными-щелочными массивами и говорить о существовании определенного комплекса рудных формаций (Горжевский, Козеренко, 1965 г.). Этот комплекс включает формации, охарактеризованные в табл. 18.

Формация перовскит-титаномагнетитовых гипербазитов проявляется в массивах с преобладающим развитием гипербазитов. Встречается сравнительно редко. Включает две группы месторождений:

Титаномагнетитовые в перидотитах и пироксенитах, реже в якупирангитах — гистеромагматические.

Титаномагнетит-перовскитовые в оливинитах. Перовскит в них постоянно содержит примеси редких земель, ниобия и в меньшей степени тантала, которые могут извлекаться попутно с титаном при их переработке. Руды технологически трудно перерабатываются.

Существуют две точки зрения на генезис перовскита в этих рудах. А. Кухаренко и Э. Багдасаров считают эти месторождения чисто маг-

Таблица 17

Некоторые типичные фации ранних карбонатитов (на примере массивов Сибири)

Стадия процесса	Фация карбонатитов	Порода-субстрат	Состав зон метасоматической колонки			
			1_a	1	2	3
I	Апогипербазитовая	Пироксенит	Авгит-диопсид Биотит Кальцит	Форстерит Биотит Кальцит	Биотит Кальцит	Кальцит
			Дизаналит I	Дизаналит I Кальциртит	Кальциртит	—
	Апоийолитовая	Мельтейгит, ийолит, ийолит-уртит	Эгирин-диопсид I Биотит Кальцит		Биотит Кальцит	Кальцит
			Сфен		Сфен	—
	Апосиенитовая	Щелочной или нефелиновый сиенит	Эгирин Биотит Кальцит		Биотит Кальцит	Кальцит
			Циркон		Циркон	—
II	Апогипербазитовая	Пироксенит или апогипербазитовый пироксен-кальцитовый карбонатит I стадии	Диопсид Флогопит I Кальцит	Хризолит Флогопит II Кальцит	Флогопит II Кальцит	Кальцит
			Дизаналит II Циркелит	Бадделеит Циркелит Гатчеттолит	Гатчеттолит	—
	Апогипербазит-карбонатитовая	Апогипербазитовый форстерит-кальцитовый карбонатит I стадии	Хризолит Флогопит I Кальцит	Хризолит Флогопит II Кальцит	Флогопит II Кальцит	Кальцит
			Дизаналит II Бадделеит	Бадделеит Гатчеттолит	Гатчеттолит	—
	Апоийолитовая	Ийолит, апоийолитовый или апосиенитовый карбонатит I стадии	Эгирин-диопсид II Флогопид Кальцит		Флогопит Кальцит	Кальцит
			Циркелит Гатчеттолит		Гатчеттолит	—

матическими, при этом они указывают, что перовскит образуется несколько раньше титаномагнетита. Л. Бородин рассматривает перовскит как метасоматический минерал, возникающий на фронте щелочного метасоматического изменения пироксенитов.

Формация нефелиновых руд, связанных с уртитами, наиболее распространена в комплексах, где широко развиты ийолиты. Среди них в отдельных участках появляются лейкократовые линзы и зоны, состоящие на 70—85% из нефелина, т. е. представленные уртитами (Одихинча в Сибири). Эти породы могут рассматриваться как сырье на алюминий.

Таблица 18

Комплекс рудных формаций ультраосновных-щелочных пород

Формация	Рудоносные породы	Рудные компоненты		Генезис	Характер оруденения	Форма рудных тел	Масштабы известных месторождений
		главные	второстепенные				
Перовскит-титаномагнетитовая	Гипербазиты	Ti, Fe	TR_{Ce}, Nb, Ta	Магматический (?)	Шлировые, полосчатые, массивные руды с сидеронитовыми структурами	Линзы, жилы, зоны	Средние
Нефелиновая	Уртиты	Al		Магматический	Массивные руды	Штоки, тела неправильной формы, жилы	Средние и мелкие
Флогопитовая	Автореакционные скарны и другие метасоматические породы	Флогопит (вермикулит)	P	Надкритический гидротермальный	Вкрапленно-гнездовый, жильный	Зоны, жилы, линзы	Чаще крупные, крупнейшие, весьма богатые
Апатит-магнетитовая	Апатит-магнетит-фостеритовые (гумитовые) породы	Fe, P	Ta, Zr, Nb, U	То же	Гнездовые, полосчатые и массивные руды	Штоки, шток-верки, зоны	Средние
Гатчеттолит-пирохлоровая	Кальцитовые карбонатиты	Nb, Ta, P	U, Th, Zr	. .	Вкрапленные руды	Зоны, шток-верки, рудные столбы	Обычно крупные и крупнейшие, весьма богатые месторождения
Колумбит-бастнезитовая	Анкеритовые карбонатиты	Nb, TR_{Ce}	Th, Mo, Cu	Гидротермальный	То же	Зоны, шток-верки, жилы	Средние и крупные

Подобные пироксен-нефелиновые руды могут формироваться как интрузивным путем, так, вероятно, и в процессе метасоматоза магматической стадии на фронте внедрения ийолитовых интрузий.

Формация флогопитоносных автореакционных скарнов и других силикатных метасоматических образований в последние годы приобрела первостепенное практическое значение, поскольку с ней связаны самые крупные в мире месторождения флогопита. В зависимости от минеральных ассоциаций и генетических особенностей флогопитовые месторождения данной формации могут подразделяться на несколько типов.

Флогопитоносные нефелин-пироксеновые породы, по облику напоминающие пегматиты (ийолит-пегматиты). Содержат меланит и магнетит. По масштабу обычно мелкие и средние, очень богатые, с крупными пачками железистого флогопита (массивы Гулинский; Маган в Сибири).

Флогопитоносные пироксеновые породы — зоны с гнездово-вкрапленным ослюденением, реже жилы с перовскитом, меланитом, магнетитом и апатитом. Месторождения крупные по запасам (Одихинча в Сибири, Вуори-Ярви на Кольском полуострове).

Флогопитоносные мелилитовые породы — зоны с вкрапленным и гнездово-вкрапленным ослюденением. Кроме мелилита, нередко замещенного вторичными минералами, присутствуют диопсид, перовскит, магнетит, меланит, апатит, кальцит. Месторождения обычно крупные (Гулинское в Сибири).

Флогопитоносные пироксеновые породы с форстеритом, магнетитом, апатитом, кальцитом. Образуют зоны с гнездово-вкрапленным ослюденением, характеризующиеся крупными пачками флогопита. Месторождения богатые, уникальные по запасам (Кольский полуостров).

Флогопитоносные пироксен-гранат-кальцитовые породы, залегающие в виде жил зонального строения. Осевые части сложены эгирином, апатитом и кальцитом. Месторождения по запасам мелкие и средние (Одихинча в Сибири).

Если первый тип по особенностям образования близок к уртитам нефелиновой формации, то два последних типа — к следующей апатит-магнетитовой формации. В коре выветривания биотитизированных и флогопитизированных пород и флогопитовых месторождений образуются промышленные концентрации вермикулита.

Формация апатит-магнетит-форстеритовых (гумитовых) пород представляет собой комплексные апатит-магнетитовые руды, содержащие бадделеит, который может попутно извлекаться, а также иногда и гатчеттолит. Соотношение между апатитом и магнетитом в них сильно варьирует. Часто присутствует в значительных количествах флогопит и кальцит, реже пирротин, халькопирит и пирит. При развитии в них кальцита породы сходны с форстерит-кальцитовыми карбонатитами, с которыми иногда связаны постепенными переходами. Поздние амфибол-кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты в виде жил пересекают эти породы. Апатит-магнетитовые руды образуют штокообразные, линзообразные и жильные тела (Люлекоп в ЮАР, Сукулу в Восточной Уганде, Дорова в Южной Родезии и др.). Магнетитовые руды подобного типа разрабатываются на Кольском полуострове.

Формация гатчеттолит-пирохлоровых кальцитовых карбонатитов, с которой связаны самые крупные и богатые месторождения ниобия. В последние годы приобретает также значение как перспективный источник получения тантала; в качестве попутных компонентов из гатчеттолитов могут извлекаться ниобий и уран. Тантало-ниобиевые (гатчеттолитовые) и ниобиевые (пирохлоровые) руды часто в пределах отдельных массивов пространственно разделены. В данной формации могут быть выделены несколько типов месторождений.

Гатчеттолитовые кальцитовые карбонатиты (II стадия). Слагают протяженные и нередко мощные зоны с мелковкрапленным оруденением, резко выделяющиеся по повышенной гамма-активности и тяготеющие обычно к периферическим зонам карбонатитовых массивов. Как выяснено, существует прямая корреляция между содержанием в рудах тантала и урана, что позволяет не только оконтуривать рудные тела, но и предварительно оценивать их по данным радиометрии. Гатчеттолитовые руды характеризуются переменным соотношением тантала к ниобию, изменяющимся от 1 : 2 до 1 : 10. Намечается тенденция к концентрации гатчеттолита в участках, обогащенных темноцветными минералами. На отдельных массивах наблюдается приуроченность гатчеттолита к скоплениям апатит-магнетит-форстери-

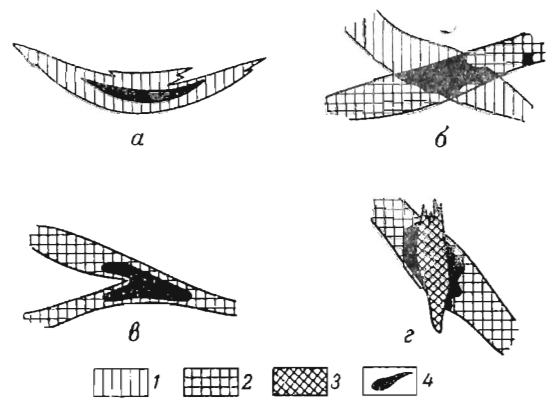


Рис. 100. Типы рудных (пирохлоровых) столбов в редкометальных карбонатитах. *По А. Фролову* (1962)

а — столбы, приуроченные к форстерит-кальцитовым и флогопит-кальцитовым карбонатитам II стадии в центральных частях линзовидных тел, периферия которых сложена диопсид-кальцитовыми карбонатитами II стадии; *б* — столбы в участках совмещения форстерит-кальцитовых карбонатитов II стадии и амфибол-кальцитовых карбонатитов III стадии; *в* — столбы в узлах сопряжения тел амфибол-кальцитовых карбонатитов III стадии; *г* — столбы в зоне экзоконтакта крупных анкеритовых тел IV стадии, залегающие в пирохлорсодержащих амфибол-кальцитовых карбонатитах III стадии

1 — форстерит-кальцитовые и флогопит-кальцитовые карбонатиты II стадии; *2* — амфибол-кальцитовые карбонатиты III стадии; *3* — анкеритовые карбонатиты IV стадии; *4* — рудные тела

товых пород. Наряду с гатчеттолитом в рудах встречаются флогопит, циркелит, апатит, бадделеит. Гатчеттолитсодержащие карбонатиты II стадии могут развиваться по гипербазитам или кальцитовым карбонатитам I стадии (форстерит-кальцитовые и флогопит-кальцитовые карбонатиты), а также ийолитам, нефелиновым сиенитам и фенитам (эгириндиопсид-кальцитовые и флогопит-кальцитовые). Гатчеттолитовые месторождения могут иметь весьма значительные масштабы, не уступающие колумбит-танталитовым месторождениям, связанным с альбитизированными гранитами.

Пирохлоровые кальцитовые карбонатиты II и III стадии образуют крупные зоны, линзы, трубчатые тела с вкрапленным оруденением. По отношению к гатчеттолитовым карбонатитам располагаются обычно ближе к центральным частям массивов. Пирохлор, так же как и гатчеттолит, чаще тяготеет к участкам концентрации темноцветных минералов. Руды содержат обычно апатит и магнетит. Выделяются два типа руд: пирохлоровые форстерит-кальцитовые, крупнозернистые, часто пегматитового облика (II стадия) — обычно наиболее богатые и пирохлоровые амфибол-кальцитовые, полосчатые, мелко- и среднезернистые, обычно более бедные (III стадия). Месторождения пирохлоровых карбонатитов нередко отличаются грандиозными масштабами. В ряде случаев в них встречаются рудные столбы, исключительно богатые по содержанию пятиокиси ниобия (до 1—3%). Закономерности распределения рудных столбов детально изучены А. Фроловым (1962), они появляются в местах пересечения или сопряжения двух или нескольких рудных тел (рис. 100).

Формация колумбит-бастнезитовых (паризитовых) анкеритовых карбонатитов развита в крупных карбонатитовых массивах и характеризуется широким распространением низкотемпературных минеральных ассоциаций, накладывающихся на кальцитовые карбонатиты и сили-

катные породы. Рудоносные анкеритовые карбонатиты образуют штокообразные тела, ветвящиеся зоны, штокверки и жилы выполнения, в некоторых случаях выходящие за пределы массивов и приуроченные к тектоническим зонам. В тех случаях, когда анкеритовые карбонатиты накладываются на рудные кальцитовые карбонатиты, по пирохлору и гатчеттолиту развивается колумбит.

Особенностью этой формации является высокое содержание редких земель цериевой группы (0,5—2%), появление собственных минералов стронция, бария, молибдена, цинка, свинца, фтора, что сближает эти карбонатиты с месторождениями железо-редкоземельной гидротермальной формации (А. Гинзбург, 1961 г.) типа Маунтин Пасс, которые иногда недостаточно обоснованно относятся к карбонатитам (Пикора, 1956; Бородин, 1963). Основными минеральными формами нахождения редких земель в месторождениях этой формации являются фторкарбонаты и карбонаты редких земель; наиболее распространены минералы типа бастнезита-паризита, реже синхизита, бербанкита, карбоцернаита, анкилита, кордилита, а также фосфаты редких земель типа монацита. В минералах редких земель часто содержится торий.

В последние годы в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов открыты еще и другие полезные ископаемые. Имеются данные о нахождении в гипербазитах платиноидов. С поздними посткарбонатитовыми образованиями связаны концентрации флюорита, образующего вкрапления, жилы, прожилки и штокверки в анкеритовых карбонатитах, кроме того, встречаются кальцит-флюоритовые жилы и штокверки в фенитах экзоконтактной полосы массивов.

С флюоритом в анкеритовых карбонатитах в некоторых случаях ассоциируются скопления гематита, образующего как отдельные линзы, так и пылевидные включения, сплошь пронизывающие карбонатиты (редберг). На отдельных массивах в анкеритовых карбонатитах появляется вкрапленность сульфидов, из которых практический интерес, вероятно, могут представлять молибденит, сфалерит и халькопирит[1]. На поздних стадиях карбонатитового процесса широко распространены щелочные амфиболы, представленные крокидолитом — голубым асбестом. Представляет значительный интерес открытие в зонах дезинтеграции флогопит-форстеритовых жил массива Кугда ювелирных разностей хризолита (Т. Гольдбурт, 1965 г.).

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов отличаются друг от друга появлением различных из указанных рудных формаций или же сочетаниями нескольких из них. Так, на Гулинском массиве отчетливо проявлена титаномагнетитовая и флогопитовая формации, на Ковдорском массиве — флогопитовая и апатит-магнетитовая, на массиве Сукулу (Уганда) — апатит-магнетитовая и пирохлоровых карбонатитов. Особенно часто совмещаются формации пирохлоровых кальцитовых и ниобиево-редкоземельных анкеритовых карбонатитов (месторождение Мрима в Кении, Нкумба Хилл в Замбии и др.). Как правило, при широком развитии ранних формаций поздние (карбонатитовые) не проявляются или играют подчиненную роль. В некоторых случаях наблюдается телескопирование и наложение поздних формаций, например редкоземельных анкеритовых карбонатитов, на ранние. Интенсивность проявления тех или иных рудных формаций связана, естественно, со степенью развития различных этапов и стадий процесса формирования массивов, а также с эрозионным срезом, вскрывающим массивы на различных глубинах.

[1] В 1967 г. появилось сообщение об открытии в массиве Лулекоп (район Палабора, Трансвааль, ЮАР) промышленной медной минерализации, представленной борнитовыми (в апатит-форстерит-магнетитовых породах) и халькопиритовых (в поздних карбонатитах) рудами, содержащими 0,6—0,7% меди. Оруденение прослежено бурением на глубину 900 *м*. Запасы меди огромны (Mining Magazine, vol. 116, No. 1, 1967).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ

О гипотезе осадочного происхождения карбонатитов

Проблема происхождения карбонатитов является одной из наиболее загадочных и дискуссионных в современной петрологии и геологии рудных месторождений. На протяжении последних 10—15 лет различные аспекты этой проблемы неоднократно освещались в литературе.

Открытие в ультраосновных-щелочных массивах больших скоплений карбонатных пород, по внешнему виду весьма напоминающих известняки, мраморы или скарны, привело первых исследователей карбонатитов к мысли, не являются ли эти породы ксенолитами, перемещенными блоками или продуктами перекристаллизации и частичного замещения известняков или доломитов осадочного происхождения (Р. Дэли, С. Шенд, Е. Бутакова). Эти породы могли быть захвачены и частично ассимилированы основной или ультраосновной магмой из нижележащих, подстилающих массивы пород, и вынесены кверху, либо являлись ксенолитами известняков кровли. Штокообразные скопления карбонатных пород пытались объяснить выжиманием известняков из глубоких горизонтов благодаря их высокой пластичности при большом давлении, подобно образованию диапировых штоков каменной соли.

Попытки привлечь в той или иной степени осадочные породы для объяснения возникновения столь значительных скоплений карбонатов в щелочных интрузивах весьма заманчивы, поскольку этим путем легче всего можно найти источники CaO и CO_2. Однако из анализа всего приведенного выше геологического материала отчетливо видно, что эти попытки безрезультатны. Действительно, массивы карбонатитов встречаются часто в таких районах, где во всем стратиграфическом разрезе практически отсутствуют карбонатные толщи (Кольский полуостров, некоторые районы Африки). Карбонатиты занимают вполне определенное положение в комплексах ультраосновных-щелочных пород и закономерно появляются на конечных этапах их развития. Карбонатиты часто образуют секущие жильные тела, мелкие прожилки, просечки и штокверки в силикатных породах. Обычно карбонатиты содержат реликты карбонатизированных силикатных пород, они характеризуются определенными минеральными ассоциациями, закономерно сменяющими друг друга. При внешнем сходстве с мраморами, кальцифирами и скарнами они резко от них отличаются составом второстепенных минералов, повышенным содержанием редких земель, ниобия, фосфора, стронция.

Существенную помощь в решении проблемы генезиса карбонатитов оказывает изучение изотопного состава углерода. Такие исследования были проведены для карбонатитов массива Альне П. Бёрчи, Г. Эккерманном, Г. Убиш и Ф. Викманом, для карбонатитов Кольского полуострова А. Кухаренко и Е. Донцовой, для карбонатитов массива Кайзерштуль (ФГР) Р. Гонфиантини и Е. Гонгиорги, для карбонатитов Сибири — О. Кропотовой.

В настоящее время проведено около 100 определений изотопного состава углерода карбонатитов, которые, к сожалению, не всегда можно сопоставлять, так как авторы пользовались разными стандартами. Основные закономерности изменения изотопного состава углерода на основании сопоставимых определений сводятся к следующему (табл. 19).

1. В качестве эталона изотопного состава магматогенного углерода, не подверженного последующим изменениям, может быть принят изотопный состав алмаза, графита из кимберлитов и обогащенных углеродом каменных метеоритов. Изотопный состав углерода этих образований изучен А. Виноградовым, О. Кропотовой и В. Устиновым (1965 г.),

Таблица 19

Изотопный состав углерода различного происхождения

Минерал	Количество образцов	ΔC^{13}, ‰	ΔC^{13} среднее, ‰	Исследователи
Углерод магматогенного происхождения				
Каменные метеориты (углистые хондриты)	8	От —3,7 до —11,4	—6,8	А. Виноградов, О. Кропотова, В. Устинов (1965 г.)
Графит из железного метеорита	1		—5,8	Те же
Графит из включений в кимберлите	1		—7,8	» »
Алмазы Якутии	6	От —5,5 до — 7,6	—7,1	» »
Алмазы Африки	33	От —6,4 до — 7,6	—7,0	» »
Графит, Цейлон	2	От —6,4 до — 7,6	—7,0	» »
Графит из нефелинового сиенита	1		—7,4	» »
Углерод карбонатов из карбонатитов				
Кальцитовые карбонатиты				
Кальцит из мелилит-магнетитовых пород (Кайзерштуль, ФРГ)	1		—6,7	Р. Гонфиантини и Е. Гонгиорги (1964 г.)
Кальцит из даек альвикитов-карбонатитов (Кайзерштуль, ФРГ)	10	От —5,4 до —7,5	—6,5	Те же
Кальцит из карбонатизированного фенита (Кайзерштуль, ФРГ)	1		—6,2	» »
Кальцитовый карбонатит (Кайзерштуль, ФРГ)	10	От —5,7 до —7,2	—6,3	
Кальцит из даек альвикита (Альне, Швеция)	6	От —3,6 до —9,2	—6,4	Г. Эккерман, Г. Убиш и Ф. Викман (1952 г.)
Кальцитовый карбонатит-сёвит (Альне, Швеция)	2		—5,9	Те же
Кальцит из меланитовой породы с магнетитом и апатитом (Кольский п-ов)	1		—8,3	А. Кухаренко и Е. Донцова (1962)
Кальцитовый карбонатит с пирохлором, апатитом и циркелитом (Кольский п-ов)	8	От —6,0 до —8,8	—7,4	Принятый стандарт отличается от Чикагского РДВ (примерное завышение 15‰)
Кальцитовый карбонатит с амфиболом и доломитом (Кольский п-ов)	3	От —6,1 до —7,4	—6,9	

Продолжение табл. 19

Минерал	Количество образцов	ΔC^{13}, ‰	ΔC^{13} среднее, ‰	Исследователи
Доломитовые карбонатиты				
Доломит из доломитового карбонатита (Кайзерштуль, ФРГ)	2	От —3,4 до —3,5	—3,5	Р. Гонфиантини и Е. Гонгиорги (1964 г.)
Доломит из доломитового карбонатита (Альне, Швеция)	4	От —3,4 до —3,6	—3,5	Г. Эккерман, Г. Убиш и Ф. Викман (1952 г.)
Доломит из доломитового карбонатита (Кольский п-ов)	1		—4,4	А. Кухаренко и Е. Донцова (1962 г.) Принятый стандарт отличается от Чикагского РДВ
Углерод известняков осадочного происхождения				
Известняк олигоцена—юры (Кайзерштуль, ФРГ) .	3	От —0,7 до —2,4	—1,4	Р. Гонфиантини и Е. Гонгиорги (1964 г.)
Протерозойские известняки и известковистые песчаники (Кольский п-ов)	2	От —0,0 до —1,5	—0,75	А. Кухаренко и Е. Донцова (1962 г.) Принятый стандарт отличается от Чикагского РДВ

он оказался весьма близким как для алмазов (ΔC^{13} от —5,6 до —8,8‰), так и для высокоуглеродистых каменных (ΔC^{13} = —6,8‰) и железных метеоритов (ΔC^{13} = —5,8‰) [1]. Изотопный состав магматогенного углерода варьирует, по видимому, в пределах ΔC^{13} от —5 до —8,8‰, а C^{12}/C^{13} — от 89,4 до 89,7.

2. Углерод известняков хемогенного происхождения является наиболее «тяжелым», ΔC^{13} колеблется в пределах от +2,4 до —3‰, а C^{12}/C^{13} — от 88,1 до 89,3. Для принятого стандарта ΔC^{13} = 0.

3. Изотопный состав углерода кальцитов из автореакционных скарнов, апатит-магнетитовых пород и карбонатитов соответствует изотопному составу типично магматогенного углерода. При определении изо-

[1] ΔC^{13} определяется по формуле $\Delta C^{13} = \frac{(C^{12}/C^{13})_{ст} - (C^{12}/C^{13})_{обр}}{(C^{12}/C^{13})_{обр}} \cdot 100\%$, где $(C^{12}/C^{13})_{ст}$ — изотопный состав карбоната Belemnitella Americana из Южной Каролины (Чикагский стандарт РДВ); $(C^{12}/C^{13})_{ст}$ = 88,99.

топного состава большого количества образцов кальцитов различных карбонатитов наблюдается значительная дисперсия в получаемых значениях (ΔC^{13} варьирует от —3,6 до —9,2‰, в среднем порядка —6,4‰), что вероятнее всего объясняется вариациями в температуре их образования.

4. Изотопный состав углерода доломита из поздних карбонатитов III и IV стадии характеризуется иными значениями ΔC^{13}(—3,5‰), что может быть объяснено кинетическим эффектом при катионном обмене, происходящим в случае доломитизации кальцитовых карбонатитов. Этот эффект, как показали исследования Мак-Кри, приводит к снижению значения ΔC^{13} примерно на —4‰.

Необходимо указать, что параллельно с изменением изотопного состава углерода по мере перехода от магматогенных пород к осадочным изменяется и изотопный состав кислорода. Так, если для известняков ΔO^{18} колеблется в пределах от —4 до —10‰, то для кальцитовых карбонатитов Кайзерштуль ΔO^{18} меняется от —21 до —23‰, для даек кальцитовых карбонатитов (альвикитов) ΔO^{18} варьирует от —15 до —21‰ (Гонфиантини, Гонгиорги, 1964).

Следовательно, карбонатиты и по изотопному составу кислорода резко отличаются от известняков.

Для выяснения источника поступления магния в карбонатиты А. Кириллов и В. Рылов (1963) изучили изотопный состав магния заведомо магматических ультраосновных пород Кольского полуострова, доломита из осадочных пород и карбонатитов. Если для осадочных пород коэффициент обогащения ΔMg^{26}, характеризующий изотопный сдвиг Mg^{24}/Mg^{26} равен +0,2, то для доломитовых и доломит-кальцитовых карбонатитов Кольского полуострова он оказался равным +1,2 (среднее из 9 определений), для форстерита из апатит-магнетитовых пород $\Delta Mg_2^6 = +1{,}2$, а для ультраосновных пород +1,6 (среднее из четырех определений). Таким образом, и по изотопному составу магния карбонатиты заметно отличаются от осадочных пород и приближаются к магматическим.

В последнее время Н. Евзикова сделала попытку вновь вернуться к рассмотрению карбонатитов как первичноосадочных образований, реоморфически перекристаллизованных при повышенной температуре. В качестве доказательства их осадочного генезиса приводятся находки в карбонатитах Гулинского плутона спор древнепалеозойского возраста, а также битуминозных веществ в газово-жидких включениях в кальците. Если учесть, что карбонатиты Гулинского плутона замещают эруптивную брекчию, то возможно, что среди эруптивных обломков были и ксенолиты палеозойских карбонатных осадочных толщ, прорванных интрузией. Естественно, что обломки этих известковых осадочных пород и могли сохраниться в карбонатитах. Что же касается появления битумов в кальцитах, то исследованиями И. Петерсильс показано их постоянное нахождение в типичных интрузивных ультраосновных-щелочных породах.

Таким образом, все особенности геологии, минерального состава и структуры карбонатитов так же, как исследования изотопного состава углерода, кислорода и магния, несомненно, свидетельствуют об эндогенном их образовании.

Связь карбонатитов с магматическими комплексами

Карбонатиты пространственно и генетически связаны с ультраосновными-щелочными комплексами, приуроченными к глубинным разломам, по которым магма поднималась из верхних слоев мантии. Наиболее вероятно, что эта магма возникала вследствие плавления пород эклогитового или перидотитового состава. Об этом свидетельствуют

приведенные выше геологические данные, а также тесная ассоциация и генетическое родство рассматриваемых массивов и кимберлитов (Кухаренко, Орлова, 1965). Среди кимберлитов нередко встречаются реликты глубинных пород типа эклогитов или пироповых перидотитов, по которым можно судить о составе пород, давших начало ультраосновным-щелочным магмам. В этой связи интересны экспериментальные работы Г. Йодера и К. Тилли (1965), показавшие, что на состав расплавов, выплавляющихся из эклогитов и пироповых перидотитов, первостепенное влияние оказывает давление. В интервале 1—14 *кбар* из эклогита выплавляется базальтовая магма. При общем давлении более 20 *кбар* альбитовая составляющая плагиоклазов распадается на жадеит и кварц. При давлении в 33 *кбар* и температуре 1250° С вследствие возникновения термального барьера жадеит — энстатит состав расплава будет изменяться в сторону обогащения его нормативным нефелином. Таким образом, на глубине порядка 100 *км* (что примерно соответствует давлению в 33 *кбар*) при плавлении эклогита или пиропового перидотита возникают ультраосновные-щелочные расплавы, при меньших глубинах — расплавы, соответствующие толеитовым базальтам (Йодер и Тилли, 1965).

Для выяснения состава первичной магмы, давшей начало ультраосновным-щелочным комплексам, представляет интерес вычисление средних составов пород, слагающих эти комплексы. Расчет среднего состава пород Гулинского плутона показывает, что он близок к меланократовому нефелиновому базальту (Бутакова, 1956) или к его интрузивному аналогу — хатангиту (Егоров, 1961). Средний состав пород массивов Кольского полуострова приближается к оливиновым мельтейгит-порфирам или мелилитовым базальтам по Дэли (Кухаренко, Орлова и др., 1965).

Некоторые исследователи связывают образование ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов с первичной базальтовой магмой, которая подвергается ощелачиванию вследствие явлений ассимиляции (Г. Моор, К. Шихорина), воздействия щелочных эманаций (Л. Бородин) или же процесса магматической дифференциации (Леонтьев и др., 1965 г.) Основанием для подобной постановки вопроса является широкое распространение в некоторых районах развития массивов ультраосновных-щелочных пород базальтов или щелочных базальтоидов (Маймеча-Котуйская провинция, Восточно-Африканская провинция, район Рейнского грабена). Этими исследователями базальты и ультраосновные-щелочные породы рассматриваются как единая вулкано-плутоническая формация.

Сочетание базальтовых и ультраосновных-щелочных магм особенно характерно для долгоживущих зон сквозьструктурных разломов, которые при своем обновлении могли достигать различных глубин, и соответственно с меньших глубин выводились типичные базальтовые магмы, а при достижении бо́льших глубин выплавлялись щелочно-ультраосновные магмы. В отдельных случаях могло происходить смешение магм и возникновение гибридных пород переходного состава.

Как показали определения абсолютного возраста пород, произведенные калий-аргоновым методом по нефелину В. Кононовой, Е. Свешниковой и И. Борисевич (1966 г.), формирование массивов ультраосновных-щелочных пород могло охватывать длительный период времени, иногда измеряемый многими десятками миллионов лет, что свидетельствует о весьма продолжительном существовании глубинных магматических очагов.

Основной закономерностью эволюции состава интрузивных пород рассматриваемого ряда является постепенное уменьшение количества магния и нарастание содержания кремния, алюминия и щелочей. Особо следует отметить поведение кальция — содержание его в породах сначала нарастает, достигая максимальных значений в пироксенитах и

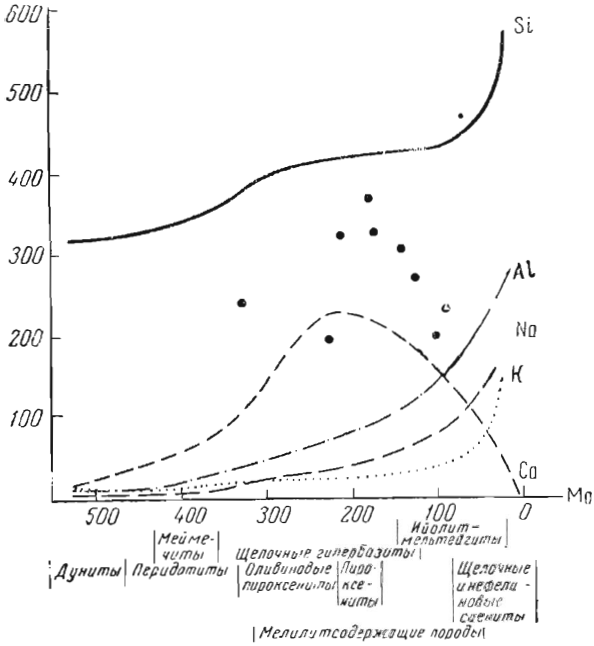


Рис. 101. Вариационная диаграмма изменений химического состава интрузивных пород в процессе становления многофазных дифференцированных ультраосновных-щелочных комплексов Маймеча-Котуйской провинции. Построена Е. Эпштейном и Л. Аникеевой по результатам пересчетов 73 химических анализов горных пород в единицах Т. Барта. Точками показано относительное содержание кальция в мелилитсодержащих породах

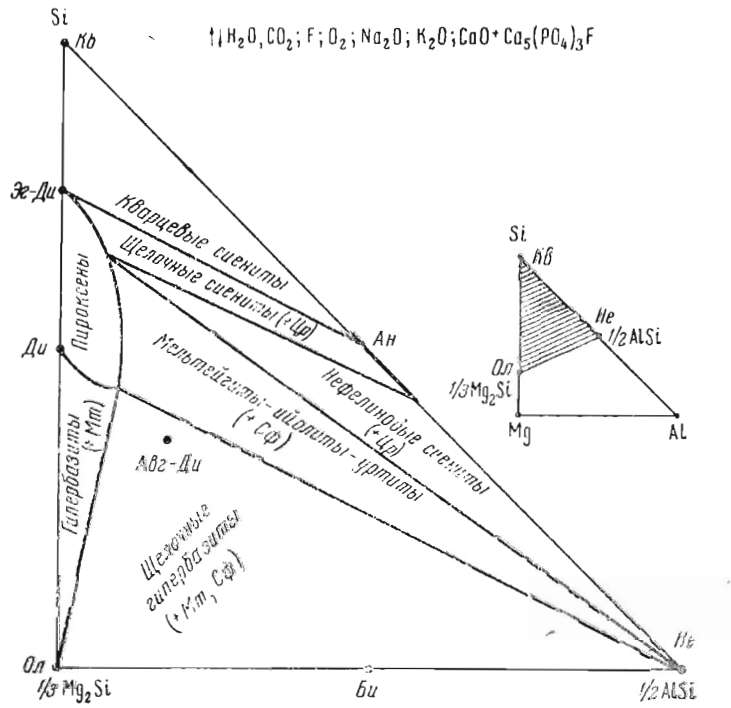


Рис. 102. Диаграмма состав — парагенезис для комплекса интрузивных, ультраосновных-щелочных пород. *По Е. Эпштейну, Л. Аникеевой, А. Михайловой* (1961)

щелочных гипербазитах (особенно в случае образования мелилитовых пород), а затем постепенно убывает (рис. 101).

Минеральные парагенезисы, свойственные породам этого ряда, изображены на диаграмме состав — парагенезис (рис. 102), построенной исходя из представления о вполне подвижном поведении Ca, Na, K, H_2O и CO_2 при инертных Si, Mg, Al (Эпштейн и др., 1961).

Карбонатиты появляются на самых последних этапах формирования массивов, позже нефелиновых и щелочных сиенитов. В этой связи Л. Бородин (1963) считает, что нет никаких оснований к тому, чтобы связывать карбонатиты с ультраосновными-щелочными породами. Он полагает, что карбонатиты генетически связаны с интрузиями нефелиновых сиенитов, доказательством чего может служить обогащение этих интрузий редкими элементами, появление среди них канкринита, как первично-магматического минерала, и т. п.

Если понимать под карбонатитами любые эндогенные карбонатные образования, связанные со щелочными породами, то Л. Бородин прав. Действительно, со всеми формациями щелочных пород (ультраосновной, габброидной и гранитоидной) связаны свои высоко-, средне- и низкотемпературные постмагматические процессы, приводящие к возникновению пород, обогащенных карбонатами, содержащими в том или ином количестве элементы, типоморфные для всех щелочных пород — Nb, Zr, TR, Sr, Ba, Th (А. Гинзбург, 1960 г.; Ф. Апельцин и А. Гинзбург, 1964 г.). Но карбонатные образования, встречающиеся в связи с ультраосновными-щелочными комплексами, которые мы только и называем карбонатитами, отличаются рядом вышеуказанных специфических особенностей, и их не следует смешивать с иными обогащенными карбонатами породами гидротермального генезиса.

Физико-химические условия формирования карбонатитов

Карбонатиты могут образоваться в значительном диапазоне давлений в массивах как «открытого», так и «закрытого» типов. Широкое развитие эксплозивных брекчий свидетельствует о том, что высокие внутренние давления, обусловленные скоплениями газов под затвердевшей «пробкой» силикатных пород, нередко разрешались взрывами и газовыми прорывами, т. е. о возможности формирования карбонатитов в условиях резко меняющихся давлений.

О температурах, при которых происходило образование карбонатитов, можно судить по многим данным. В последние годы показано (Д. Гамильтон и В. Маккензи, 1960 г.; Д. Гамильтон, 1961 г.), что по содержанию в нефелинах кальсилитовой составляющей можно судить о температуре их возникновения. Изучение нефелинов Ковдорского массива (В. Кононова, Н. Органова, Е. Ломейко, 1965 г.) позволило примерно оценить температуру их образования из ийолитов внешней части периферического кольца щелочных пород в 550—650°, нефелина из мельтейгитов и ийолитов внутренней части щелочного кольца — около 500°, а нефелина из жильных пегматитовых ийолитов — менее 500°. Карбонатиты явно образуются позднее всех этих нефелиновых пород, а также позднее щелочных пегматитов, температура формирования которых, как указывают А. Кухаренко и Е. Донцова (1962), лежит в пределах 400—700°.

Изучение газово-жидких включений в апатите, форстерите и магнетите, появление структур распада твердых растворов магнетит — шпинель при наличии форстерита, парагенезис форстерита с флогопитом привели А. Кухаренко в выводу, что верхний предел температуры образования форстерит-апатит-магнетитовых пород может быть принят в 600°. Известно, что наименьшая температура сосуществования форстерита с водяным паром 430°, ниже этой температуры он переходит в серпентин и брусит. Таким образом, ассоциация форстерит-апатит-магне-

тит может возникать в интервале температур 450—600°. Этим данным примерно отвечают и температуры декрипитации форстерита (400—500°), апатита (400—450°) и магнетита (350—550°).

Форстерит-апатит-магнетитовые породы знаменуют обычно начало развития карбонатитового процесса, о температурном диапазоне которого можно судить по следующим данным:

а) разрыв газово-жидких включений в апатите, ассоциирующимся с ранним кальцитом карбонатитов, происходит при нагревании в интервале 450—400° С;

б) так же как и для магнетит-апатитовых пород, форстерит в карбонатитах мог сохраниться без изменения при наличии паров воды до 430°;

в) минеральные ассоциации, характерные для доломитовых и анкеритовых карбонатитов (барит, целестин, стронцианит, галенит, сфалерит, марказит, цеолиты и др.) свидетельствуют о низкотемпературном гидротермальном их происхождении. Вряд ли температура их образования была выше 200—250° С.

Таким образом, на основании сопоставления различных данных можно полагать, что форстерит-апатит-магнетитовые породы и ранние кальцитовые карбонатиты формируются в интервале температур 600—430°, поздние кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты — при температуре 400—150°.

Изучение газово-жидких включений в карбонатах карбонатитов Гулинского плутона, произведенное Н. Евзиковой и А. Москалюком в 1964 г., показали, что породы подвергались пластической деформации, которая привела к возникновению множества капиллярных полостей — «каналов Розе». Растворы включений оказались концентрированными и характеризовались повышенным содержанием стронция, калия и натрия, при этом в кальцитах натрий превалировал над калием, а в доломитах — калий над натрием. Из анионов в растворах обнаружены Cl^{1-}, HCO_3^{1-}, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}.

Об эволюции свойств растворов в ходе формирования карбонатитов можно судить и по закономерностям изменения состава породообразующих минералов (табл. 20).

Главнейшей геохимической закономерностью при образовании карбонатитов является вынос кремния, замещение силикатов и алюмосиликатов карбонатами, т. е. вероятно, смена слабых кислот более сильными[1]. Характерно появление барита в конце карбонатитового процесса — замена угольной кислоты более сильной серной кислотой.

Главные породообразующие минералы карбонатитов сменяются вполне закономерно: кальцит — доломит — анкерит — сидерит, т. е. кальций сменяется магнием и далее железом. Здесь отчетливо наблюдается смена сильных оснований более слабыми; характерно, что порядок последовательного образования карбонатов отвечает порядку уменьшения температуры их диссоциации, еще раз указывающему на снижение температуры формирования от стадии к стадии.

Сильные щелочи — калий и натрий — содержатся в значительных количествах в карбонатитах лишь в слюдах и амфиболах, причем слюды являются ведущими породообразующими минералами в карбонатитах I и II стадий, а щелочные амфиболы и эгирин — в образованиях III и IV стадий. Здесь также четко наблюдается смена калия более слабым основанием — натрием.

Закономерная смена слабых кислот сильными и сильных оснований слабыми свидетельствует о повышении кислотности в системе. Подобное повышение кислотности и происходило в процессе образования карбонатитов.

[1] Экспериментальные данные по сравнительной силе кремневых и алюмо-кремневых кислот с угольной кислотой при температурах свыше 400°С отсутствуют.

Таблица 20

Ведущие изменения химического состава карбонатитов (по эволюции главнейших породообразующих минералов)

Классы минералов	Стадии карбонатитового этапа				Послекарбонатитовый карбонатно-силикатный этап
	I	II	III	IV	
Силикаты	Авгит-диопсид Форстерит Биотит	Диопсид Хризолит Флогопит, Тетраферри-флогопит	— — Тетраферри-флогопит Рихтерит Эккерманит, Магнезио-арфведсонит	Эгирин — — Арфведсонит	Эгирин — Биотит Магнезио-рибекит
	K	K	Na	Na	K
Карбонаты	Кальцит	Кальцит	Доломит	Анкерит	Кальцит
	Ca	Ca	Ca, Mg	Ca, Mg, Fe	Ca
Окислы и сульфиды	Магнетит	Магнетит	Пирит		Гематит
	O	O	S		O

Наблюдения над ходом изменения поведения элементов с переменной валентностью показывают, что ведущая тенденция заключается в увеличении к концу карбонатитового процесса роли двухвалентного железа по сравнению с трехвалентным (например, смена магнетита пиритом). Характерно также изменение режима серы, на что указывает смена пирротина (II стадия) пиритом (III и IV стадии). Подобная закономерность свидетельствует об общей тенденции к снижению химического потенциала кислорода в ходе карбонатитового процесса и также указывает на повышающуюся кислотность.

Следует отметить, что на общем фоне восстановительных реакций в рядах некоторых минералов переменного состава наблюдается накопление, хотя и в сравнительно небольших количествах, трехвалентного железа за счет двухвалентного (биотит-тетраферрифлогопит, диопсид с геденбергитовым компонентом — эгирин, эккерманит-арфведсонит), что, вероятно, также объясняется сменой более сильного основания слабым.

В период развития послекарбонатитового этапа наблюдалось замещение карбонатов альбитом и эгирином, смена анкерита кальцитом, пирита—гематитом, появление биотита (см. табл. 20), т. е. здесь слабые основания сменяются более сильными: натрий — калием, магний и железо — кальцием. Двухвалентное железо (в пирите) окисляется до трехвалентного (в гематите). Все указанные закономерности свидетельствуют о повышении щелочности в системе в период образования карбонатно-силикатных прожилков послекарбонатитового этапа, а также о повышении кислородного потенциала.

Механизм образования карбонатитов и проблема карбонатитовой магмы

Появление крупных тел явно эндогенных карбонатитов среди массивов ультраосновных-щелочных пород можно объяснить двояко: либо интрузией специфической карбонатитовой магмы, внедряющейся вслед за нефелиновыми и щелочными сиенитами, либо же метасоматическим замещением силикатных пород и отложением карбонатов, происходящим под воздействием постмагматических растворов, обогащенных углекислотой. В этой связи и существуют в основном две точки зрения на происхождение карбонатитов — магматическая, рассматривающая карбонатиты как своеобразные интрузивные породы, и метасоматическая, согласно которой карбонатиты возникают при развитии процессов метасоматоза и сопряженного с ним отложения в надкритических и гидротермальных условиях.

Магматическая гипотеза образования карбонатитов была впервые предложена В. Бреггером в 1922 г. и принята многими исследователями (В. Пикора, Е. Ларсен, В. Смит, А. Холмс, Х. Эккерман и др.); в СССР ее наиболее последовательно отстаивает Л. Егоров, в последнее время к нему присоединился и А. Жабин.

Постмагматическая, гидротермальная точка зрения на природу карбонатитов была впервые высказана Н. Боуэном, поддержана Е. Сеттером и развита большой группой геологов, изучавших карбонатиты СССР — Ю. Шейнманном (1955), А. Кухаренко и его учениками (1958, 1965 и др.), А. Гинзбургом (1958), Е. Эпштейном (1959), Л. Пожарицкой (1960), А. Фроловым (1962), А. Глаголевым (1962) и др.

Между щелочным расплавом и раствором могут быть постепенные переходы, поэтому некоторые исследователи склоняются к тому, что в определенных условиях температуры и давления карбонатиты могут образовываться то магматическим путем, то гидротермальным. Л. Бородин (1963, 1965) рассматривает ранние кальцитовые карбонатиты как магматические, а поздние кальцитовые, доломитовые и анкеритовые — как гидротермальные. Другие исследователи считают, что возникновение магматических или гидротермальных карбонатитов регулируется главным образом давлением, при котором они формируются (Смирнов, 1965). Л. Пожарицкая высказывает предположение, что карбонатитовая магма может возникать как вторичная вследствие плавления карбонатитов, образовавшихся метасоматическим путем за счет экзотермических реакций, протекающих при замещении силикатов карбонатами.

В качестве доказательства магматического происхождения карбонатитов приводятся обычно следующие доводы (Л. Егоров, А. Жабин, и др.).

1. Существование карбонатных лав. В Африке, в районах современной вулканической деятельности встречены карбонатные лавы двух типов: щелочно-углекислые (содовые) и кальциево-углекислые, которые рассматриваются сторонниками магматической гипотезы как прототипы карбонатитовой магмы.

Щелочно-углекислые лавы изливались из активного вулкана Олдонио Ленгай в Замбии (Л. Даусон, 1962 г.). Конус вулкана сложен нефелинитовыми и фонолитовыми лавами, переслаивающимися с туфами и агломератами, в которых встречены обломки ийолитов-мельтейгитов и карбонатизированных уртитов. В этих силикатных лавах всюду в основной массе присутствует карбонат.

Новейшие лавы извержения 1960 г. представляют собой рыхлые, сильно пузыристые темно-зеленые породы, большая часть которых растворяется в горячей воде. Химический анализ этих лав показал, что они содержат Na_2O 29—30%; K_2O 6—7%; CaO 14—15%; CO_2 30—32%;

F 2—3%. Л. Даусон называет эти образования содовыми лавами и содовыми пеплами.

Кальциево-углекислые лавы встречены были в районе вулкана Налианго в Западной Уганде (О. Кнорринг, К. Боис, 1961 г.), где они представлены пузырчатой светло-серой породой с фенокристаллами биотита и обломками нижележащих пород; лавы содержат CaO 35—36%; Na_2O 0,7—1%; K_2O 0,2%; CO_2 11,3%; SiO_2 13,0—13,8%; Fe_2O_3 8%; FeO 44%. Утверждая, что исследуемые лавы являются свежими и не измененными после затвердевания, О. Кнорринг и К. Боис приводят следующее их описание: «основная масса имеет спутанноволокнистый вид с содержанием микролитов пироксена, оливина, биотита, магнетита, ильменита, апатита и кальцита. Можно видеть, что более крупные микролиты моноклинного пироксена и биотита корродированы и очень часто замещаются кальцитом вдоль спайности». Следовательно, кальцит является поздним наложенным, а не парагенным минералом лав. Судя по данным анализа, содержание кальцита в этой породе составляет 20—25%. Следует также указать, что анализ магнетита лав показал содержание в нем 11% TiO_2, что характерно для магнетитов из гипербазитов и никогда не отмечалось для магнетита из карбонатитов.

Следовательно, по составу обе лавы существенно отличаются от карбонатитов и вряд ли могут с ними отождествляться.

2. Появление кальцита среди магматических щелочных пород. Многие нефелиновые сиениты содержат в качестве акцессорного минерала кальцит, выполняющий интерстиции между породообразующими минералами. На контакте кальцита и нефелина обычно наблюдается каемка канкринита. Подобные выделения кальцита одни ученые рассматривают как магматические (А. Заварицкий, 1955 г.), другие считают их постмагматическими (В. Лодочников, 1938 г.).

3. Крупные размеры карбонатитовых тел. Довод этот в пользу магматического происхождения карбонатитов неубедителен, поскольку крупные размеры, достигающие десятков квадратных километров, могут иметь, например, скарновые поля, альбититы и другие образования, которые несомненно связаны с метасоматическими процессами.

4. Округлая форма карбонатитовых массивов и их автономное строение. Этот критерий магматического образования также не является однозначным, поскольку при развитии метасоматических процессов по интрузивным породам сохраняется форма массивов и обычно унаследуются их структурные особенности, особенно при сохранении плана деформации и обновления кольцевых и конических разломов, свойственных структурам центрального типа.

5. Резкие и ровные крутопадающие контакты карбонатитовых тел характерны не только для магматических пород, но и для различных зон метасоматических колонок. Помимо резких и ровных контактов, часто наблюдаются и расплывчатые, извилистые.

6. Полосчатость в карбонатитах, которая рассматривается как результат течения магмы, явления обтекания полосчатостью неровностей контактов и ксенолитов. Как было показано выше, полосчатость в карбонатитах может быть объяснена, исходя из метасоматической гипотезы. Более того, толкование полосчатости как текстур течения магмы не может объяснить наиболее ее интенсивное развитие в низкотемпературных карбонатитах.

7. Отсутствие признаков избирательного замещения пород, на месте которых образуются карбонатиты, и унаследованности их состава. При карбонатизации различных исходных пород в тыловых зонах метасоматических колонок во всех случаях образуются анхимономинеральные карбонатиты, которые, действительно, весьма близки друг к другу. Но, как было показано выше, состав темноцветных и акцессорных минералов передовых зон закономерно меняется в зависимости от того, по

каким породам развиваются карбонатиты, т. е. в зависимости от состава исходных пород формировались различные фации карбонатитов.

8. Наличие угловатых ксенолитов гипербазитов, взвешенных в карбонатитах. Эти «ксенолиты» могут рассматриваться и как реликты замещенных пород, по которым развивались карбонатиты. Доказывается это, в частности, тем, что эти «ксенолиты» всегда сильно карбонатизированы и пронизаны сетью тонких кальцитовых прожилков. Кроме того, ксенолиты-реликты нередко соединяются с породами субстрата перемычками.

9. Наличие жил и даек карбонатитов, которые пересекают различные породы, но при этом не меняют своего состава и не сопровождаются зонами метасоматического изменения. Такие жилы, которые встречаются довольно редко, могут рассматриваться как тела выполнения трещин, подобно кварцевым жилам.

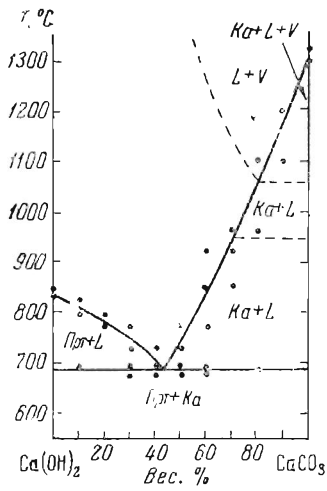


Рис. 103. Изобарическая диаграмма равновесия системы $CaCO_3 — Ca(OH)_2$ при давлении 1000 *бар*. *По П. Уайли и О. Таттлу* (1963)

L — жидкость; *V* — пар

10. Отсутствие признаков фиксации выносимого кремнезема и магния, неизбежных при образовании карбонатитов метасоматическим путем. Следует учитывать, что элементы, высвобождаемые из силикатных пород при карбонатизации, выносились во вмещающие породы, обусловливая развитие фенитизации и окварцевания в экзоконтактах массивов, что неоднократно отмечалось исследователями, а могли частично накапливаться и в остаточном растворе, создавая условия для проявления доломитизации и окварцевания на поздних стадиях.

11. Наличие даек карбонатитов с порфировыми структурами и трахитоидно-флюидальными текстурами (А. Жабин, Г. Черепивская, 1965 г.). Подобные образования могут трактоваться и с позиций метасоматоза.

Как известно, кальцит в безводной системе плавится только при температуре 1339° С и давлении 1025 *бар*, что заставляло долгое время очень осторожно относиться к возможности существования карбонатитовой магмы. Лишь после экспериментальных исследований системы $CaO—CO_2—H_2O$ (Ф. Сыромятников, 1958 г; П. Уайли и О. Таттл, 1960 г.) была выяснена принципиальная возможность существования кальцитовых расплавов при относительно низкой температуре.

П. Уайли и О. Таттлу (1963) удалось показать, что в этой системе при общем давлении 1000 *бар* и температуре 740° С начинается плавление, а при 685° С существует двойная эвтектика $CaCO_3 — Ca(OH)_2$ (рис. 103) с содержанием портландита более 40%. Минимальная температура жидкого состояния для широкого диапазона давления от 27 до 4000 *бар* меняется в небольшом интервале 640—685° С.

Последние работы П. Уайли (1965 г.) посвящены изучению фазовых взаимоотношений в системе $CaO — MgO — CO_2 — H_2O$. При этом выяснено, что равновесное сосуществование четырехфазной системы $CaCO_3 — Ca(OH)_2$ — жидкость — пар ниже 800° С возможно лишь при условии, что содержание H_2O в сечении $H_2O — CO_2$ должно быть более 95% (рис. 104). Эвтектической кристаллизации доломита из расплава в этих экспериментах получить не удалось (эксперимент проводился при давлении до 1000 *бар*).

П. Уайли и О. Таттл считают, что жидкости в этих системах можно рассматривать как «упрощенные карбонатитовые магмы», а существо-

вание подобных жидкостей при умеренных температурах в широком интервале давлений может служить подтверждением магматического происхождения карбонатитов. Отсутствие в карбонатитах портландита $Ca(OH)_2$ объясняется ими наличием дополнительных компонентов в исходных карбонатитовых магмах. Так, добавка P_2O_5 приводит к образованию апатита вместо портландита, добавка SiO_2 — волластонита, добавка Al_2O_3 и SiO_2 — мелилита (кстати, два последних минерала являются реликтовыми в карбонатитах). Наконец, в случае отсутствия этих компонентов портландит замещается при последующей циркуляции

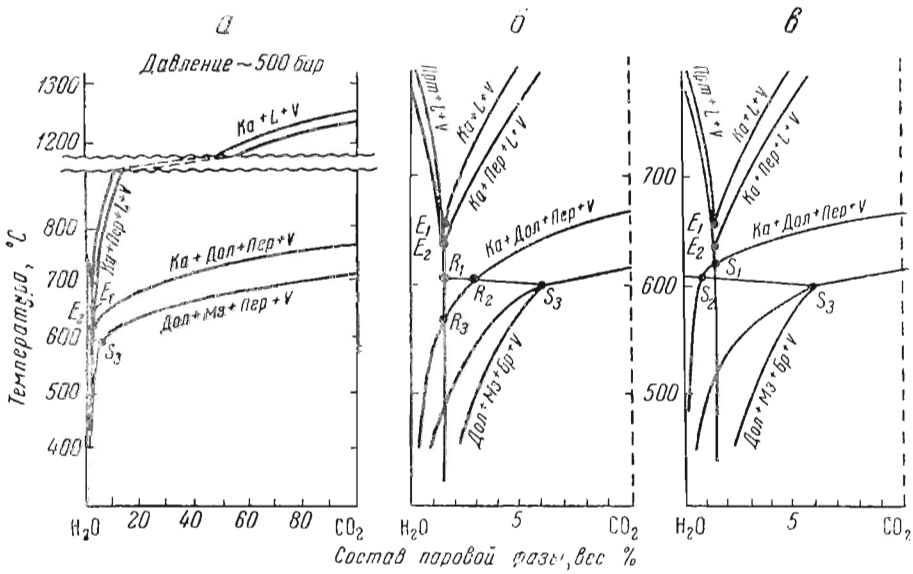


Рис. 104. Система $CaO — MgO — CO_2 — H_2O$. Схематический изобарический разрез через петрогенетическую модель. *По П. Уайли*

а — диаграмма в целом; *б* и *в* — альтернативное распределение реакций вблизи оси H_2O в увеличенном масштабе. *V* — паровая фаза, *L* — жидкая фаза; E_1 — точка, соответствующая минимальной температуре ликвидуса для тройной системы; E_2 — то же для четверной системы; *R* и *S* — точки, обозначающие различные субсолидусные реакции

пара или раствора, насыщенного CO_2, кальцитом, как это следует из реакции $Ca(OH)_2 + CO_2 \leftrightarrows CaCO_3 + H_2O$.

Проведенные экспериментальные работы представляют большой интерес, но они все еще оставляют нерешенным ряд петрологических вопросов.

1. В какой период магматического процесса обособляется карбонатитовая магма? При рассмотрении петрохимических закономерностей эволюции ультраосновных-щелочных комплексов отмечалось, что кальций постепенно накапливается в интрузивных породах, достигая максимальных содержаний в мелилитовых породах, а затем количество его последовательно убывает, достигая минимума в щелочных сиенитах. На этом основании при доказательстве существования карбонатитовой магмы Л. Егоров (1964) предполагает проявление двух тенденций в развитии магматических процессов — силической и известковой, которые можно изобразить рядами:

оливиниты → пироксениты → мельтейгит-ийолиты → нефелиновые сиениты
пироксениты → мелилитовые породы → карбонатиты

К сожалению, Л. Егоров не уточняет, как совмещаются эти две тенденции в пространстве и времени. Логично предположить, что карбонатитовая магма возникает после образования наиболее богатых каль-

цием мелилитовых пород, но геологические наблюдения показывают, что карбонатиты, как правило, возникают после нефелиновых сиенитов, что трудно объяснить.

2. Если предположить, что карбонатитовая магма каким-то способом отделилась в период или после формирования пород, наиболее богатых кальцием (пироксенитов, мелилитовых пород), то возникает вопрос, каким образом она могла накапливаться и сохраняться на глубине в течение двух этапов магматической деятельности (ийолитового и щелочно-сиенитового), предшествовавших формированию карбонатитов. Это тем более трудно объяснимо, так как карбонатитовая магма должна быть весьма реакционноспособной и легко взаимодействовать с вмещающими породами (напомним, что экспериментальные исследования П. Уайли и О. Таттла производились в платиновых или золотых тиглях, чтобы исключить взаимодействие со стенками сосуда). Таким образом возникает «проблема посуды», в которой могла бы сохраняться карбонатитовая магма, не реагируя с вмещающими породами.

3. Удовлетворительно не разрешен вопрос о причинах отсутствия портландита в карбонатитах. В проведенных экспериментах эвтектика кальцит — портландит наступала при содержании портландита от 40 до 70%. Для связывания всего портландита в форме апатита или пироксена необходимо такое количество фосфора и кремния, которое редко и лишь в небольших участках встречается в карбонатитах. Кроме того, появление в значительных количествах P_2O_5 или SiO_2 окажет существенное влияние на температуру диссоциации карбонатов и на образование эвтектики, т. е. требует экспериментальной проверки. Если предположить, что происходило замещение портландита при воздействии на него углекислых растворов кальцитом, то возникает вопрос об источнике этих растворов после эвтектической кристаллизации и связывания подавляющей части углекислоты в форме кальцита.

4. Представляет большой интерес, каковы свойства «карбонатитовой магмы», насколько она вязка и чем она принципиально отличается от раствора. Согласно экспериментальным данным, при образовании «синтетической карбонатитовой магмы» газовая фаза, находящаяся с ней в равновесии, обогащена водой и содержит 95% H_2O и 5% CO_2. Наименьшая температура этого расплава в системе $CaO — CO_2 — H_2O$ достигает 640° С. Добавка к этой системе MgO, по данным П. Уайли, приводит к понижению температуры до 625° С.

Как показали работы Н. Сундиуса (1958 г.), добавка к карбонатам кальция, магния, Na_2CO_3 и K_2CO_3 понижает температуры их плавления. Но в этом случае возникает вопрос, какова будет вязкость этой «магмы»? Сами экспериментаторы называют ее «жидкой, активной, богатой летучими» (Willie, 1965). Надо учитывать, что наименее вязкими являются расплавы, обогащенные CaO, MgO и FeO и содержащие мало SiO_2. Так, если у расплава кремнезема вязкость при температуре 1400° С равна $4{,}6 \cdot 10^{10}$ *пуаз*, то у расплава волластонита при 1600° вязкость 2,4 *пуаз*, а у расплава диопсида при 1600° вязкость 1,2 *пуаз*, т. е в 8 раз меньше, чем у глицерина (10 *пуаз*). Карбонатные же расплавы, обогащенные CO_2 и водой, должны по своей вязкости приближаться к водным растворам (вязкость 0,01 *пуаз*), поэтому правильнее, по-видимому, говорить не о расплаве, а о легкоподвижной жидкости. На это обстоятельство обратил внимание еще Г. Барт (1956 г.), справедливо отметив, что не известно, следует ли называть такую систему магмой или гидротермальным раствором.

Необходимо учитывать, что вязкость расплавов сильно зависит от содержания в них летучих (А. Кадик, Н. Хитаров, 1966 г.). В глубинных условиях при высоком содержании летучих вязкость у карбонатных расплавов должна быть очень низкой, и они мало чем будут отличаться

от водных растворов. При подъеме же таких жидкостей к земной поверхности вода и часть CO_2 могут улетучиваться, что приведет к резкому возрастанию вязкости.

О гидротермальном метасоматическом образовании карбонатитов, детально изучавшихся в нашей стране, свидетельствуют следующие факты, которые трудно объяснить с иных позиций.

1. Наличие единой тенденции в развитии силикатных метасоматитов (автореакционных скарнов), форстерит-апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. По мере развития процессов, приводящих к образованию этих пород, в них закономерно накапливаются кальций и углекислота. Если рассматривать автореакционные скарны как метасоматические образования, сформировавшиеся до карбонатитов, то трудно представить себе карбонатиты этих массивов магматическими.

2. Карбонатиты образуют не только крупные округлые штоки и жилы, но одновременно и неправильные, очень сложные по очертаниям тела, часто развивающиеся в силикатных породах по тончайшим трещинам, образуя просечки, прожилки и зоны штокверков. Нередко силикатные породы в контактах с крупными телами оказываются пронизанными густой сетью подобных прожилков. Характерно, что минеральный состав, текстуры и структуры карбонатитов в прожилках не отличаются от крупных тел, образующихся одновременно с ними.

3. Среди карбонатитов в большом количестве появляются реликты силикатных пород, которые всегда в той или иной степени карбонатизированы, пронизаны сетью прожилков. В тех случаях, когда они интенсивно замещены, сохраняются лишь «теневые структуры» — скопления на их месте темноцветных минералов.

4. Наличие метасоматической зональности в распределении минеральных ассоциаций, часто наблюдаемой вблизи контактов карбонатитов и силикатных пород.

5. Зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов, а также их текстурно-структурных особенностей от состава и текстур силикатных пород, подвергавшихся замещению.

6. Избирательный характер развития метасоматических процессов — гипербазиты и ийолит-мельтейгиты, как правило, значительно интенсивнее подвергаются карбонатизации, нежели нефелиновые и щелочные сиениты.

7. Многостадийность развития карбонатитового процесса, закономерная смена минеральных парагенезисов в соответствии с изменением щелочности — кислотности растворов и химических потенциалов Ca, Mg, Fe и CO_2, типичная для гидротермальных процессов.

Источник кальция и углекислоты

Одной из сложнейших петрологических проблем, которую необходимо решить для объяснения образования карбонатитов, является проблема источника углекислоты и кальция. Следует подчеркнуть, что углерод является элементом, присущим ультраосновным магмам, он находится главным образом в рассеянном состоянии — в виде пылевидного графита, алмаза, углеводородов и углекислоты.

Необходимо рассмотреть, каким образом могла концентрироваться углекислота в магме. Экспериментальными исследованиями Н. Хитарова, Е. Лебедева и Р. Лебедевой в 1960 г. показано, что растворимость CO_2 в базальтовых расплавах заметно увеличивается по сравнению с расплавами кислого состава. Можно предполагать, что в ультраосновных магмах растворимость CO_2 будет еще выше. Учитывая, что развитие магматических очагов при формировании ультраосновных-щелочных комплексов происходило в условиях последовательного нарастания

содержания SiO_2 в формирующихся породах, логичен вывод о том, что в этих условиях растворимость CO_2 в магме должна была непрерывно уменьшаться. Высвобождающаяся при этом CO_2 могла обосабливаться с образованием щелочных остаточных существенно углекислых растворов, либо гомогенной жидкости в системе $CO_2 — H_2O$. Последнее предположение может основываться на экспериментальных исследованиях Н. Хитарова и С. Малинина (1958 г.), доказавших возможность растворения 30 мол.% CO_2 в воде (при давлении 500 *атм* и выше и температуре порядка 350° С).

Значительно более сложной и дискуссионной является проблема источника кальция. При этом одни исследователи полагают, что кальций привносился сквозьмагматическими растворами с больших глубин, другие находят, что кальций высвобождался тем или иным путем в процессе формирования массивов ультраосновных-щелочных пород.

Рассмотрим гипотезу о поступлении кальция из подкоровых глубин совместно со щелочами.

Согласно Е. Кузнецову (1963), на границе базальтового слоя и перидотитовой мантии происходят реакции между выделяющимся оливином и оставшимся базальтовым расплавом, приводящие к возникновению ромбических пироксенов (саксонитовая реакция). Остаточные расплавы обогащаются при этом щелочами (преимущественно натрием) и кальцием. При подъеме их в более высокие горизонты и взаимодействии с ромбическими пироксенами образуются моноклинные пироксены (верлитовая реакция). В результате продолжительного протекания этих реакций могла возникать колонна поднимающихся флюидов, обогащенная в передовой части щелочами, а в более глубокой — кальцием и щелочами. Подобной последовательностью Е. Кузнецов объясняет возникновение первоначально щелочных пород, а затем карбонатитов.

Основываясь на этих представлениях и своих петрографических исследованиях, Л. Бородин (1963, 1965) считает, что нефелиновые породы возникают вследствие воздействия на ультраосновные интрузивные породы щелочных эманаций. Вслед за метасоматическим образованием ийолитов происходит внедрение остаточных карбонатных расплавов и формирование интрузивных первоначально кальцитовых, а затем иногда и доломитовых карбонатитов.

Большинство исследователей исходит из накопления кальция в процессе формирования самих ультраосновных-щелочных комплексов, однако и между ними нет единства взглядов. На механизм этого процесса существуют три точки зрения:

1. Накопление кальция связано с ликвацией ультраосновной-щелочной магмы и отделением карбонатитового расплава от нефелин-сиенитового (Егоров, 1964). В подобной трактовке имеется ряд неясных вопросов: как сочетать ликвацию с указанием того же автора о двух тенденциях развития ультраосновной-щелочной магмы (известковистой и алюмосиликатной), где и как сохраняется карбонатитовая магма в период внедрения нефелиновых сиенитов, каким породам соответствовал состав магмы до ликвации и т. д.

2. Накопление кальция связано с кристаллизационной дифференциацией, при которой кальций концентрируется в остаточной щелочно-углекислой жидкости, впоследствии дающей начало карбонатитам. Однако к концу процесса дифференциации магмы количество кальция в интрузивных породах закономерно уменьшается, связываясь в пироксенах и в мелилите, что находится в полном соответствии с представлениями Н. Белова о кристаллохимии кальция в магматическом процессе. Резкое уменьшение содержания кальция в щелочных породах по сравнению с гипербазитами объясняется скорее всего не обособлением его в остаточных магматических растворах, а тем, что он был в основном израсходован. Это положение подтверждается проявлением

процессов ийолитизации и ослюденения пироксенитов в экзоконтактах щелочных интрузий при метасоматозе магматической стадии. Главной петрохимической закономерностью подобных процессов является вынос кальция. Естественно, что если бы остаточные растворы были им обогащены, то воздействие этих растворов на гипербазиты или ийолиты не могло бы приводить к выносу кальция из пород.

3. Наличие докарбонатитовых метасоматических процессов, приводящих к обогащению растворов кальцием, и позволило ряду исследователей искать именно в этих процессах его источник, необходимый для формирования карбонатитов (Л. Бородин — в ранних работах, А. Кухаренко, Е. Эпштейн и др.). Действительно, если учесть очень широкое развитие процессов биотитизации и флогопитизации пироксенов диопсидового ряда (например, по подсчетам А. Кухаренко валовое содержание слюд в Ковдорском массиве оценивается в 9—10%), а также наличие хотя и локальных процессов ийолитизации и калишпатизации, то общее количество выделившегося при этом кальция будет вполне сопоставимо с количеством, необходимым для образования карбонатитов.

Очень значительная вертикальная протяженность массивов ультраосновных-щелочных пород при циркуляции растворов снизу вверх, резкое повышение химической активности кальция при снижении температуры и реакциях растворов с гипербазитами — все это позволяет полагать, что подобная трактовка источника кальция наиболее вероятна. Следовательно, и с этих позиций метасоматическая природа карбонатитов наиболее правомерна.

Следует указать, что и гипотеза преимущественно метасоматического формирования карбонатитов также не свободна от «узких мест» и требует еще тщательного физико-химического обоснования.

Об источнике редкометального оруденения в карбонатитах

По мнению А. Кухаренко (1965), редкие элементы накапливаются в результате высвобождения их из акцессорных и породообразующих минералов ультраосновных-щелочных пород в процессе их метасоматического преобразования. Перовскиты, пироксены, титанистые гранаты силикатных пород характеризуются значительно большей изоморфной емкостью по отношению к цирконию, танталу и ниобию по сравнению со сфеном, магнезиально-железистыми слюдами, хлоритами и карбонатами. Проведенные им подсчеты показывают, что количество ниобия, высвобождающееся при замещении перовскита сфеном и пироксена биотитом, значительно больше его количества, сосредоточенного в карбонатитах Кольского полуострова в существенно ниобиевых минералах. Подобные данные имеются по танталу, цирконию и редким землям. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что мобилизация редких элементов из ультраосновных-щелочных пород играла решающую роль в формировании редкометального оруденения в карбонатитах этого района.

Вместе с тем концентрацию всей массы ниобия и тантала в карбонатитах не всегда удается объяснить только процессом извлечения из более ранних минералов. Например, средние содержания ниобия в карбонатитах крупных сибирских месторождений по крайней мере на порядок выше, чем в ультраосновных-щелочных породах. В то же время площади развития рудоносных редкометальных карбонатитов примерно равны или даже превышают площади развития силикатных пород в этих массивах на данном эрозионном срезе. Расчеты привноса кальция при формировании карбонатитов показывают, что при замещении двух объемов пироксенита уртитом или слюдитом может образоваться один объем карбонатита. Для объяснения же накопления редких эле-

ментов необходимо замещение десятков объемов силикатных пород одним объемом карбонатита, т. е. эти цифры для кальция и ниобия резко несопоставимы. Таково же положение с процессами флогопитизации и сфенизации.

Вероятно, кроме процессов извлечения ниобия и тантала из минералов силикатных пород, существенную роль играл и привнос их в ходе карбонатитового процесса.

Анализ имеющихся далеко еще не полных данных о соотношении содержаний циркония, ниобия, тантала, урана и тория в карбонатитах и вмещающих породах ультраосновного-щелочного комплекса указывает на определенные отличия в геохимическом поведении различных элементов в последовательно формирующихся карбонатитовых образованиях.

В карбонатитах I стадии сколько-нибудь существенного привноса тантала и ниобия не происходило.

В период формирования карбонатитов II стадии осуществлялся значительный привнос ниобия, тантала, а также урана и тория. В течение образования карбонатитов III и IV стадии ниобий переоткладывался и частично выносился, а тантал и уран скорее всего только выносились.

Концентрация редких земель цериевой группы в доломитовых и анкеритовых карбонатитах III и IV стадий связана в значительной мере с перераспределением их в процессе замещения кальцита ранних карбонатитов доломитом и анкеритом, изоморфная емкость которых по отношению к редким землям меньше, чем у кальцита. Однако, вероятно, происходил и привнос редкоземельных элементов и тория.

Приведенный обзор главнейших вопросов образования карбонатитов показывает, что проблема их генезиса все еще остается сложной и дискуссионной.

По мнению авторов, накопленный фактический материал позволяет считать, что главная масса карбонатитов сформировалась из надкритических гидротерм и гидротермальных растворов в постмагматический период образования массивов ультраосновных-щелочных пород в основном путем метасоматического замещения гипербазитов, ийолит-мельтейгитов, в меньшей мере нефелиновых и щелочных сиенитов и фенитов. Широко развитые в этих массивах метасоматические процессы начинались с образования силикатных метасоматитов, которое происходило в период внедрения ийолитов-мельтейгитов, продолжалось при формировании щелочно-сиенитовых интрузивов и заканчивалось процессами становления постмагматических карбонатитов и карбонатно-силикатных пород (см. рис. 85).

Если карбонатитовые расплавы и играли какую-либо роль в этих процессах, то они, вероятно, могли возникать лишь в локальных участках при особых физико-химических условиях (например при потере летучих растворами вблизи земной поверхности или плавления карбонатитов первично метасоматического генезиса). Одной из важнейших задач для доказательства гетерогенного происхождения карбонатитов является установление однозначных критериев для различия метасоматических и магматических фаций этих пород.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород. «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 5.

Бородин Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных-щелочных пород. Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты. «Изв. АН СССР» серия геол., 1963, № 8.

Бородин Л. С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород (К проблеме генезиса карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом). В кн.: «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.

Бутакова Е. Л. и Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. В кн.: «Петрография Восточной Сибири», т. 1 Изд-во АН СССР, 1962.

Волотовская Н. А. и Кухаренко А. А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород. «Изв. АН СССР», серия геол., 1959, № 3.

Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Из-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13. «Петрографические провинции. Изверженные и метаморфические породы».)

Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962.

Гинзбург А. И. [и др.]. Редкометальные карбонатиты. «Геология месторождений редких элементов», вып. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Гинзбург А. И. и Журавлева Л. Н. Генетические типы месторождений редких земель. «Геология месторождений редких элементов», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1959.

Глаголев А. А. Пример метасоматической зональности вокруг апатито-магнетитовых пород и карбонатитов. «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3.

Егоров Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 1.

Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. А. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122, Гостехиздат, 1961.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1964, № 1.

Жабин А. Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Вишневых-Ильменских гор на Урале. «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 5.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н. и Максакова Э. М. О различной скорости фильтрации анионов и катионов при просачивании растворов через тонкопористые фильтры. «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 1.

Иодер Г. С. и Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.

Кириллов А. С. и Рылов В. С. Об источниках магния в карбонатитах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, ч. 92, вып. 2.

Кононова В. А. Размещение провинций щелочных (нефелинсодержащих) пород, сопровождающих ультраосновные и основные образования на территории СССР. В кн.: «Апатиты». Изд-во АН СССР, 1966.

Кузнецов Е. А. По вопросу о генетической связи щелочных пород с ультраосновными и кислыми породами. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского п-ва и связанные с ними редкометальные месторождения. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 3.

Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. «Зап. ЛГУ, серия геол. наук», 1962, № 312, вып. 13.

Кухаренко А. А. и Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов. «Геология рудных м-ний», 1962, № 2.

Кухаренко А. А. [и др.]. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.

Лавренев Ю. Б. Некоторые черты ультраосновной-щелочной формации Восточной Сибири. «Минеральное сырье», 1960_1, вып. 1.

Лавренев Ю. Б. и Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960_2.

Малинин С. Д. Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм. В кн.: «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». Изд-во «Наука», 1965.

Пожарицкая Л. К. Карбонатиты ультраосновного-щелочного комплекса Восточной Сибири. «Минеральное сырье», 1960, вып. 1.

Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометальных карбонатитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 14, Госгеолтехиздат, 1961.

Пожарицкая Л. К. Минералого-петрографические особенности карбонатитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, Госгеолтехиздат, 1962.

Пожарицкая Л. К. и Эпштейн Е. М. Петрохимические особенности процесса формирования карбонатитов. В кн.: «Происхождение щелочных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Томкеев С. М. Карбонатиты — их природа и происхождение. Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, вып. 16, 1962.

Уайли П. Дж. и Таттла О. Ф. Система $CaO—CO_2—H_2O$ и происхождение карбонатитов. В кн.: «Вопросы теоретической и экспериментальной минералогии». Изд-во иностр. лит., 1963.

Фролов А. А. и Эпштейн Е. М. Геологическое строение карбонатитовых массивов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, Госгеолтехиздат, 1962.

Фролов А. А. Трещинная тектоника в породах щелочно-ультраосновного комплекса и карбонатитах. «Геология рудных м-ний», 1962, № 2.

Фролов А. А. Факторы локализации редкометального оруденения в карбонатитах. «Геология рудных м-ний», 1965, № 5.

Хейнрих Э. Карбонатиты и относящиеся к ним месторождения. В кн.: «Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья». Изд-во иностр. лит., 1962.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1955, ч. 84, № 2.

Шейнманн Ю. М. Карбонатиты. Бюлл. ОНТИ, № 2 (7), 1957. (Министерство геологии и охраны недр СССР).

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961.

Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне. Тр. НИИГА, т. 107. Госгеолтехиздат, 1959.

Эпштейн Е. М., Аникеева Л. М., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122, Госгеолтехиздат, 1961.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of conesheets, ring-dykes and caldron-subsidences. Proc. Roy. Soc. of Edinburgh, vol. 56, p. 2, 1935/1936.

Bjorlykke H. The niobium deposits at Sove, Southern Norwey. Mining Journal (London), vol. 244, No. 6243, p. 412—413, 1955.

Bowen N. L. The carbonate rocks of the Fen area in Norway. Amer. Journ. Sci., 12 (5), pp. 499—502, 1926.

Brögger W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Videnskap — Selskapet in Kristiania, Bd. 2, Nr. 9, 1921.

Derby O. A. The magnetite ore districts of Jacupiranga and Jpanema, Sao Paulo, Brazil. Amer. Journ. Sci., ser. 3, vol. 41, pp. 311—321, 1891.

Dixey F. Carbonate pipes and Ring Structures. Geol. Mag., vol. 83, No. 6, pp. 289—91, 1946.

Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and Petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. Geol. Surv. Prof. Paper, 425, 1963.

Eckermann H. The genesis of the Alno alkaline rocks. Rep. Int. Geol. Congr. XVIII, G. B., part III, pp. 94—101, 1948.

Fawlay A. P., James T. C. A pyrochlore (columbium) carbonatites. Southern Tanganyika. Econ. Geol., vol. 50, No. 6, pp. 571—585, 1955.

Fick L. J., Heyde C. V. d. Additional data on the geology of the Mbeya Carbonatites. Econ. Geol., vol. 54, No. 5, pp. 842—872, 1959.

Hodder R. W. Alkaline rocks and niobium deposits near Nemegos, Ontario. Bull. Geol. Surv. Can., N 70, 75 p. Ottawa, 1961.

Holmes A. Spitzkop carbonatite Eastern Transvaal. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 69, No. 12, pt. 1, pp. 1525—1526, 1958.

Garson M. S., Campbell Smith. Chilwa Island. Mem. Geol. Surv. Nyassaland, 1, 1956 (57).

Guimaraes D. Origem das rochas alcalinas Belo Horizonte. Estado de Minas Gerais. Inst. de technologia industrial, Bol. 5, 1947.

King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. Pt. 1. Distribution, ages and structures. Sci. Progress, vol. 48, No. 190, pt. 1, pp. 298—321, 1960.

Kun N. de. Die Niobcarbonatite von Africa. Neues Jahrb. f. Mineralogie. Monatshefte, H. 6, s. 124—36, 1961.

Kun N. de. The Economic Geology of Columbium (niobium) and of tantalum. Econ. Geol., vol. 57, No. 3, pp. 377—405, 1962.

Larsen E. S. Alkalic rocks of Iron Hill. Gunnison County, Colorado. U. S. Survey Prof. Paper, 197 A, p. 64, 1942.

Leonardos O. H. Carbonatitos com apatita e pirocloro no estrangeiro e no Brazil. Engenharie Mineraçâo e Metalurgia, vol. 23, No. 136, 157—163, 1956.

Pecora W. T. Carbonatites: a review. Bull. of the Geol. Soc. Amer., vol. 67, November, pp. 1537—1555, 1956.

Rowe R. B. Niobium deposits of Canada. Geol. Surv. Canada. Econ. Geol., Ser. No. 18, 1958.

Russell H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D. The mineralogy and petrologu of the carbonatite at Loolekop Eastern, Transvaal. Trans. Geol. Soc. South Africa, vol. 57, pp. 197—208, 1954.

Smith W. C. A review of Some Problems of African Carbonatites. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, vol. 112, No. 446, pt. 2, 1956.

Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitskop Secukuniland Eastern Transvaal. Trans. Geol. Soc. South Africa, vol. 53, pp. 81—125, 1951.

Williams C. E. Carbonatite structure. Tororo Hills, Eastern Uganda. Geol. Mag., vol. 89, No. 4, pp. 286—292, 1952.

Willie P. J. Melting Relationships in the System CaO—MgO—CO_2—H_2O. with Petrologica Applications. 1965, Journ. Petrol., vol. 6, No. 1.

Глава четвертая

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновые месторождения представляют генетически четкую группу месторождений, имеющую важное промышленное значение.

Известны промышленные скарновые месторождения железа, меди, кобальта, вольфрама, молибдена, олова, свинца, цинка, золота, бора, бериллия, флогопита и некоторых других полезных ископаемых. Среди них в настоящее время наиболее существенны скарновые месторождения вольфрама, свинца и цинка, флогопита и железа. Характеристика удельного веса запасов, добычи и масштабов некоторых скарновых месторождений приведена в табл. 21.

Таблица 21

Удельный вес запасов, добычи и масштабы главных промышленных типов скарновых месторождений

Месторождения	Запасы*, % от мировых	Добыча*, % от мировой	Ориентировочные запасы металла, тыс. *т*	
			в крупных месторождениях	в ординарных месторождениях
Скарново-вольфрамовые	48	55	Более 50	1—15
Скарново-полиметаллические	Около 25–30	26 (Zn), 33 (Pb)	1000	50–200
Скарново-железорудные	25	6—8	Более 200 000	25 000—100 000
Скарново-медные	Около 10	Около 2	10—30	3—5
Флогопитовые	Около 40	Вся добыча	200—400	10–50

* Оценены по данным 1962—1963 гг.

Термин «контактовая залежь», «контактовое месторождение» появился в середине прошлого века. Родоначальником его был, по-видимому, как утверждает В. Фишер (Fischer, 1961), В. Фукс. Однако генетический смысл, созвучный современным представлениям, это понятие получило позднее, во второй половине XIX и в начале XX в.

Б. Котта (Cotta, 1864), а за ним А. Гроддек (Groddeck, 1879) выделили класс контактово-метаморфических месторождений, связав их образование с воздействием внедряющейся магмы на вмещающие породы. В. Линдгрен (Lindgren, 1902, 1905), В. Уид, В. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1911), Дж. Кемп (Kemp, 1911) и К. Богданович (1912) генетически определили его, показав, что решающим признаком контактовых месторождений служит присутствие в рудах контактовых минералов.

А. Торнебом ввел в литературу термин «скарн», заимствованный из жаргона шведских рудокопов. Однако известность это понятие о скарнах, как о сопровождающих руды вторичных силикатных породах, приобрело позднее, после работ Х. Сьегрена и особенно В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1911), П. Сущинского (1912), а общеупотреби-

тельным стало только с 30—40-х годов нашего столетия. Наконец, П. Сущинский (1912) обозначил рассматриваемые месторождения как скарновые, хотя и этот термин вместо эквивалентных ему контактовых, контактово-метаморфических, контактово-метасоматических или пирометасоматических становится общепризнанным только последнее время.

Первый период исследований (1864—1914 гг.) был периодом зарождения и формирования первых генетических представлений и, естественно, периодом наиболее радикальных различий в генетических воззрениях.

Были высказаны четыре главные гипотезы происхождения скарнов и скарновых месторождений: 1) гидрохимическая (И. Лемберг, И. Морозевич, А. Лавсон и др.); 2) магматическая (Е. Федоров, В. Никитин, Е. Стратонович, Т. Вейбул, Х. Иогансен, А. Берже и др.); 3) метаморфическая (Г. Розенбуш, В. Уид, С. Лиз, частично В. Углоу и др.); 4) метасоматическая (А. Лакруа, Дж. Кемп, В. Линдгрен, О. Штутцер, В. Гольдшмидт, Дж. Спёрр, П. Сущинский, А. Заварицкий и др.).

Исследования Дж. Кемпа, В. Линдгрена, В. Гольдшмидта, П. Сущинского, оживленная дискуссия на страницах журнала «Economic Geology» в 1913—1914 гг. утвердили доминант метасоматической гипотезы образования скарновых месторождений. Сформировалось представление, что скарны и скарновые руды образуются путем метасоматического замещения карбонатных пород под воздействием эманаций (газовых растворов), выделяющихся из существенно жидкой магмы в процессе ее кристаллизации. Температурные условия формирования скарнов и руд оценивались в 1000—1200° С, перенос вещества — в виде хлоридов и фторидов в кислых газах. Некоторые исследователи (Дж. Кемп, О. Штутцер, В. Гольдшмидт, Дж. Спёрр, П. Сущинский и др.) отмечали определенную последовательность в образовании сначала скарновых, а затем рудных минералов.

В течение следующего периода (1915—1940 гг.) существенно расширились исследования скарновых месторождений различных районов, особенно в Советском Союзе. Изучались уже известные месторождения, были открыты и исследованы новые месторождения, районы и провинции. Наиболее существенными работами были: исследования А. Заварицкого (1922—1927; 1929), В. Дервиза, В. Болдырева, Н. Яковлева на скарновых месторождениях Урала; Г. Крутова (1937), М. Кашкая, Н. Паффенгольца, С. Соловьева (1940), А. Каленова — на скарновых месторождениях Кавказа; М. Усова, И. Григорьева (1936), Н. Батова, Г. Воларовича, И. Дербикова, Ю. Кузнецова, С. Курбатова, П. Пилипенко, С. Смирнова, В. Смирнова, К. Филатова, Ф. Шахова — по скарновым месторождениям Сибири и Дальнего Востока; Б. Наследова, И. Дюгаева, Н. Смолянинова, В. Мясникова, И. Магакьяна, Х. Абдуллаева, А. Королева, З. Королевой, В. Пояркова и А. Пуркина («Материалы по геологии скарновых зон Ср. Азии», 1941) — по скарновым месторождениям Средней Азии.

За рубежом в этот период были открыты и изучались скарново-шеелитовые месторождения Северной Америки (Х. Хесс, Е. Ларсен, А. Нопф, А. Батэман и др.), интенсивно исследовались скарново-медные и скарново-полиметаллические месторождения США и Мексики (И. Амплеби, Л. Ребер, Дж. Бонилас, И. Тенни, В. Линдгрен, Дж. Спёрр, Б. Прескотт, С. Ласки, А. Спенсер и др.); в Европе особое внимание было обращено на скарновые месторождения Швеции (Г. Эккерман, Н. Магнуссон, П. Гейер, Г. Линдрот и др.) и контактовые зоны Великобритании (С. Тилли, Е. Осборн и др.).

Было опубликовано несколько обобщающих теоретических работ — И. Амплеби (Umpleby, 1914), Б. Прескоттом (Prescott, 1915), Ф. Хессом (Hess, 1919), Г. Бергом (Berg, 1920), Б. Линдгреном (Lindgren, 1922),

П. Эскола (Escola, 1939), А. Нопфом (1937). Однако наиболее крупные достижения в развитии теории процессов образования скарновых месторождений содержались в работах советских исследователей. К этому времени центр развития теории процессов образования и оруденения скарнов переместился в Советский Союз.

Наиболее ярко и полно теория скарнирующих растворов разработана А. Заварицким (1922—1929) и П. Пилипенко (1939). Среди самых существенных теоретических достижений этого периода можно отметить следующее.

1. Установление постмагматического происхождения скарнов и скарновых руд с выявлением скарнов, образовавшихся не только по карбонатным, но и по алюмосиликатным, в том числе и по интрузивным породам.

2. Утверждение представления о многостадийном, многоэтапном процессе образования скарноворудных тел, в ходе которого отложение рудных минералов происходит всегда позднее возникновения основной массы скарновых силикатов.

3. Выявление зональности в пространственном распределении различных скарнов и некоторых закономерностей в размещении оруденения в пределах скарновых зон.

В этот же период зарождаются представления о происхождении некоторых скарновых тел в результате реакционного, обменного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород (Lindroth, Escola, 1939 и особенно Magnusson, 1930). Однако схематичность и исключительность представлений гипотезы, примененных к нетипичным объектам, не встретили отклика и понимания среди исследователей.

Последующий (третий) период (1941—1954 гг.) знаменателен и противоречив с позиций развития теории образования скарновых месторождений. Большинство исследований этого периода проводилось в традиционном плане теории скарнирующих растворов. Разносторонне исследуются различные месторождения скарновых провинций Советского Союза — месторождения Средней Азии (Х. Абдуллаев, А. Баталов, К. Бабаев, Ф. Вольфсон, Е. Карпова, Т. Мацокина, А. Ивашенцев, В. Мясников, А. Королев, П. Шехтман и др.), Западной Сибири (Г. Поспелов, С. Лапин, В. Корель, И. Дербиков и др.), Урала (Д. Коржинский, В. Чернышев, Г. Соколов, М. Карасик и др.), Кавказа (А. Пэк, Н. Хрущов и др.), Казахстана (Л. Мирошниченко). Среди зарубежных выделяются исследования скарновых месторождений Америки (Л. Вильсон, Г. Холмс, В. Холсер, В. Келли, С. Ласки, Г. Шмидт, Г. Нейман, Л. Пейдж, В. Джонсон и др.), Японии и Кореи (Т. Ватанабэ, Т. Като, И. Такуба и др.), контактовых пород Великобритании (С. Тилли, В. Кеннеди, В. Питчер и др.).

Расширяются минералогические исследования скарновых месторождений, проводятся экспериментальные исследования T—P-устойчивости некоторых контактовых минералов (Н. Боуэн, О. Татл, Р. Рой, Е. Осборн и др.), их синтез, изучается взаимодействие расплавов с карбонатными породами. Появляются первые исследования геохимических особенностей скарновых месторождений.

Развитию традиционного направления — теории скарнирующих растворов — посвящены важные обобщающие работы Ф. Шахова (1947), Х. Абдуллаева (1947), Е. Карповой и А. Ивашенцева (1954)

В то же время главное идейное содержание этого периода состоит в возникновении и развитии новой физико-химической контактово-реакционной теории процесса скарнообразования, выдвинутой Д. Коржинским (1945, 1947, 1948, 1953). Согласно этой теории, образование скарнов происходит в результате контактово-реакционного взаимодействия двух химически неравновесных сред — карбонатной и алюмосиликатной — при посредстве высокотемпературных постмагматических раство-

ров. При этом главное значение для скарнообразования имеют диффузионные (биметасоматические) процессы, когда при просачивании растворов по контакту карбонатной и алюмосиликатной пород происходит встречная диффузия кальция в алюмосиликатную породу, а кремния и алюминия — в карбонатную породу. В зоне встречной диффузии вследствие различной активности диффундирующих компонентов происходит метасоматическое замещение карбонатных и алюмосиликатных пород — биметасоматоз — с образованием нескольких реакционных скарновых зон, сложенных диффундирующими компонентами (Ca, Si, Al) и компонентами, привнесенными растворами (Fe, Mg и др.).

Другой тип — контактово-инфильтрационные скарны — возникает в контакте карбонатных и алюмосиликатных пород в результате одностороннего переноса или инфильтрации компонентов растворами. При вступлении растворов по трещине из одной породы в другую (например, из карбонатной в алюмосиликатную) происходит реакционное взаимодействие компонентов замещаемой породы (например, Si и Al) с привнесенными компонентами контактирующей породы (например, Ca) и компонентами раствора (Fe, Mg и др.), в результате чего образуются жильные контактово-инфильтрационные скарновые тела.

Большое влияние на направление и уровень современных исследований скарновых месторождений, как и других метасоматических образований, оказывают выдвинутые Д. Коржинским общие теоретические концепции, известные как теория метасоматической зональности и гипотеза кислотно-основной гидротермальной эволюции (Коржинский, 1957, 1962 и др.).

Современный период (с 1954 г. по настоящее время) выделяется особенно широким размахом разносторонних исследований скарнов и скарновых месторождений.

Детально изучаются скарновые месторождения различных районов: составляются монографические описания месторождений, обобщения по отдельным районам и провинциям. Особенно интересны работы Л. Овчинникова (1960) и В. Дунаева по скарновым месторождениям Урала, А. Пэка (1962), Г. Нестеренко, А. Марфунина, М. Кашкая — по месторождениям Кавказа, В. Жарикова (1959) — по месторождениям Карамазара, Л. Мирошниченко, В. Боголепова, А. Дымкина — по месторождениям Казахстана, В. Вахрушева (1965), Г. Поспелова, С. Лапина, Л. Маракушева (1958), Б. Шмакина, М. Лицарева (1961), Н. Павлова (1961), П. Смолина (1960) — по месторождениям Сибири и Дальнего Востока, Л. Васильева, В. Ивановой и М. Стайкова — по месторождениям Болгарии, В. Бернема (Burnham, 1959), Д. Шоу и др. (Show a. o., 1963) — по месторождениям Северной Америки, А. Цуцуе (Tsusue, 1961) и других — по месторождениям Японии.

Особое внимание привлекают новые типы скарновых месторождений: магнезиальные скарны, скарны с редкометальным оруденением (B, Be и др.). Кроме уже упоминавшихся работ (Жариков, 1959; Маракушев, 1958) здесь следует указать на исследования Л. Шабынина ($1961_{1,2}$ и др.), Н. Перцева, В. Барсукова, А. Лисицина, С. Малинко, С. Александрова. Детальнее изучаются структурно-тектонические условия формирования скарновых месторождений (В. Чернышев, Ф. Вольфсон и др.), исследуются их геохимические особенности (В. Барсуков, А. Баддингтон, П. Гейер, А. Лисицин, В. Вахрушев, И. Витовская, А. Мирошниченко, Р. Кретц), начинаются систематические исследования T—P полей устойчивости контактовых и скарновых минералов (особенно Р. Харкер, О. Таттл, Л. Уолтер), проводятся опыты по экспериментальному воспроизведению контактового процесса (Л. Овчинников, Н. Хаитров), значительное внимание уделяется разработке физико-химической теории процессов образования и ору-

денения скарнов (Жариков, 1959, $1960_{1,2}$, 1963, 1966; Жариков и Власова, 1961, Маракушев 1958; Лицарев, 1961; Шабынин и др., 1961; Гитар и Лафитт, 1961 и др.).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВ И СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Можно предложить следующее общее определение скарнов. *Скарнами называются метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов.*

Следует подчеркнуть, что скарны — это породы, сложенные не любыми известково-магнезиально-железистыми силикатами, а только теми, которые образуются в высокотемпературных условиях и не метаморфическим путем, а в результате контактово-реакционного метасоматоза. К скарнам не следует относить породы, возникшие в результате средне- и низкотемпературного изменения скарнов — такие породы удобно называть апоскарновыми. Скарны, как реакционно-метасоматические образования, следует отличать от известково-силикатных роговиков, возникающих в процессе контактового метаморфизма и т. д.

Среди скарнов следует различать две группы — магнезиальные и известковые скарны.

К магнезиальным скарнам относятся метасоматические породы, сложенные высокотемпературными магнезиальными минералами (из которых типоморфны форстерит, диопсид, шпинель, флогопит), возникшие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия доломитов (и других магнезиальных карбонатных пород) с магмой или алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов.

К известковым скарнам относятся метасоматические породы, сложенные высокотемпературными известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами (из которых типоморфны пироксены ряда диопсид — геденбергит и гранаты ряда гроссуляр — андрадит), возникшие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных и интрузивных или других алюмосиликатных пород при посредстве постмагматических растворов.

Среди известковых и магнезиальных скарнов по механизму образования следует различать диффузионный и инфильтрационный типы скарнов.

Диффузионные скарны возникают в результате встречной диффузии виртуальных компонентов в контакте химически неравновесных карбонатных и алюмосиликатных пород. Подчеркивая контактово-реакционный характер, этот тип скарнов принято называть биметасоматическим.

Инфильтрационные скарны возникают в результате одностороннего переноса виртуальных компонентов растворами. Преобладающее распространение имеет контактово-реакционный тип инфильтрационных скарнов, образование которого связано с инфильтрационным реакционным взаимодействием в контакте с карбонатными породами. Эти скарны принято именовать контактово-инфильтрационными.

Встречаются также своеобразные скарновые породы, образовавшиеся без контактово-реакционного взаимодействия с карбонатными породами, но в результате кальциевого метасоматоза ультрабазитов, щелочных ультрабазитов и габброидов. Формально эти породы, может

быть, и не следовало бы включать в скарны, ограничив скарны реакционными образованиями в контактах с карбонатными породами. Однако сходство состава и парагенезисов, известное генетическое родство и однотипность оруденения с другими контактово-инфильтрационными скарнами делает целесообразным отнесение рассматриваемых пород к скарнам. Их можно выделить в особый тип автореакционных скарнов (Жариков, 1960).

К автореакционным скарнам, таким образом, относятся скарновые породы, образовавшиеся путем кальциевого метасоматоза ультрабазитов, щелочных ультрабазитов и габброидов вследствие повышения активности кальция и особенностей эволюции растворов в условиях основной среды базитов и гипербазитов.

Выделенные по составу и механизму образования типы скарнов систематизированы в табл. 22.

Таблица 22

Типы скарнов

По составу	По механизму образования
Магнезиальные	Инфильтрационные контактово-инфильтрационные Диффузионные биметасоматические
Известковые	Инфильтрационные контактово-инфильтрационные автореакционные Диффузионные биметасоматические

Определяющим признаком скарновых месторождений служит совмещение процессов образования и оруденения скарнов, приводящее к локализации руд в скарнах. Поэтому к группе скарновых месторождений следует относить такие, в которых руды преимущественно или исключительно локализованы в различных скарновых и околоскарновых породах. Не следует называть скарновыми месторождения, в которых оруденение располагается, наряду со скарнами, и в других вмещающих породах.

Преимущественная избирательная приуроченность оруденения к скарнам является не только следствием пространственного, структурного совмещения, но отражает более глубокие генетические связи скарнообразования и оруденения. Формирование скарновых месторождений происходит в результате закономерного сочетания процессов образования и оруденения скарнов, представляющих отдельные этапы одного гидротермального процесса.

Известны случаи, правда единичные, когда оруденение локализуется в древних скарнах, образованных в более ранние тектоно-магматические этапы. Характерно, что в тех случаях, когда более молодое оруденение относится к типичному апоскарновому, почти всегда устанавливается и повторное более молодое скарнирование.

Исходя из общей геологической и физико-химической позиции, можно выделить следующие два главных генетических типа оруденения скарнов, или, соответственно, два главных генетических семейства руд.

1. Тип сопутствующего оруденения, или семейство сопутствующих руд. Оруденение этого типа непосредственно следует за процессами скарнообразования и происходит в ту же раннюю (щелоч-

ную) постмагматическую стадию гидротермального процесса вследствие изменения свойств (повышения кислотности) растворов.

2. Тип наложенного оруденения, или семейство наложенных руд. Оруденение этого типа вызвано наложением на скарны более поздних гидротермальных процессов и происходит вследствие взаимодействия кислых растворов кислотной стадии с основной средой скарнов.

Оруденение наложенного типа характерно тем, что отложение рудных минералов вызывается не какими-либо специфическими рудными растворами, а представляет собой одно из проявлений широко распространенных петрогенетических процессов кислотной стадии. Наложение этих процессов на скарны, как среду особо благоприятную для рудоотложения, приводит к образованию скарновых месторождений. В зависимости от характера метасоматического процесса кислотной стадии, наложенного на скарны, образуются те или иные типы скарновых руд. Наложение на скарны процессов кварц-полевошпатового метасоматоза и грейзенизации приводит к образованию шеелит-молибденитовых, шеелит-сульфидных и редкометальных (Be) и других руд; наложение березитизации и кварц-серицитового метасоматизма — к образованию шеелит-сульфидных, халькопиритовых и других руд.

Для полноты характеристики по генетическому признаку следовало бы выделить еще один тип руд — одновременного оруденения, при котором отложение рудных минералов происходило одновременно с образованием скарнов. Однако минерализация этого типа имеет ограниченное распространение (иногда магнетит и флогопит в магнезиальных скарнах) и представляет только минералогический интерес.

Выделенные типы процессов оруденения скарнов систематизированы в табл. 23.

Таблица 23

Типы процессов оруденения скарнов

По соотношению со скарнообразованием	По соотношению с другими метасоматическими процессами
Тип одновременной минерализации	
Тип сопутствующего оруденения	
Тип наложенного оруденения	Связанное с процессами кварц-полевошпатового метасоматизма и грейзенизации Связанное с процессами пропилитизации Связанное с процессами кварц-серицитового метасоматизма и березитизации и т. д.

Наряду с перечисленными крупными группами целесообразно более дробное подразделение скарнов и скарновых месторождений, основанное на выделении фации и формации скарнов и руд.

К метасоматической фации, уточняя предложенное автором определение (Жариков, 1959), следует относить совокупность пород, образованных в различных зонах метасоматической колонки в результате воздействия растворов определенного этапа гидротермального цикла,

в определенных условиях температуры, давления и глубинности при определенном составе исходных пород, определенной подвижности компонентов и активности вполне подвижных компонентов в растворе.

Метасоматические фации, различающиеся по температуре, глубинности, исходному составу пород и активности или по величинам химических потенциалов вполне подвижных компонентов в растворах, объединяются в метасоматические формации.

Метасоматическую формацию можно определить как совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса, или как совокупность метасоматических пород, сформированных в различных (по температуре, глубинности, составу исходных пород, концентрации вполне подвижных компонентов) фациальных условиях в одном петрогенетическом процессе.

Применительно к рудным образованиям понятие формации последнее время используется в расширенном толковании для обозначения групп месторождений, объединяемых по определенным генетическим признакам (Е. Захаров, Р. Константинов и др.). Такое расширение содержания термина неоправданно, предпочтительно более раннее и более узкое определение рудной формации как определенной генетически родственной совокупности минералов. В этом понимании рудная формация полностью сопоставима с метасоматической формацией и занимает такое же естественное генетическое положение, как и последняя. Соответственно среди рудных формаций могут быть выделены рудные фации.

Рудной фацией, или **фацией руд,** называется совокупность промышленно ценных (рудных) и петрогенных минералов, образованных в определенных одинаковых геологических и физико-химических условиях, т. е. при определенных одинаковых условиях температуры, давления и глубинности, а также подвижности компонентов и активности вполне подвижных компонентов в растворе.

Рудную формацию можно определить как совокупность рудных и петрогенных минералов, возникших в результате генетически единого процесса в различных фациальных условиях. Иными словами, рудная формация — совокупность фаций руд, образованных в результате генетически единого процесса. Естественно, что в тех случаях, когда рудная формация образуется в одинаковых фациальных условиях, она будет равнозначна рудной фации.

Таким образом, на основании всего вышеизложенного, для скарновых месторождений выделяются следующие главные формации и фации.

Среди скарнов:

1. Формация магнезиальных скарнов магматической стадии.
2. Формация магнезиальных скарнов послемагматической стадии.
3. Формация известковых скарнов.
4. Формация автореакционных скарнов.

Среди семейства сопутствующих руд:

1. Формация флогопитовых руд.
2. Формация магнетитовых руд.
3. Формация боратовых руд.
4. Формация сульфидных руд.

Среди семейства руд наложенного типа [1]:

1. Группа фаций, связанных с формацией кварц-полевошпатового метасоматизма
   - а) фация молибденит-шеелитовых руд;
   - б) фация шеелит-сульфидных (иногда с Sn) руд;
   - в) фация редкометально (Be, W)-сульфидных руд.

---

[1] Здесь указаны только главные и наиболее типичные фациальные разновидности семейства наложенных руд.

2. Группа фаций, связанных с формацией грейзенов
   а) фация шеелит-сульфидных руд;
   б) фация редкометально (Be, W)-сульфидных руд.
3. Группа фаций, связанная с формацией пропилитов
   а) фация полиметаллических руд;
   б) фация полисульфидных руд;
   в) фация халькопиритовых руд.
4. Группа фаций, связанных с формациями кварц-серицитовых метасоматитов и березитов
   а) фация шеелит-сульфидных (иногда с Au) руд;
   б) фация халькопиритовых (нередко с Au) руд;
   в) фация датолитовых и данбурит-датолитовых руд.

В различных генетических построениях часто приходится пользоваться представлениями не столько о породах или совокупностях минералов, сколько о процессах, приводящих к их образованию. В таком аспекте мы будем пользоваться понятиями о процессах, ведущих к образованию формаций и фаций метасоматитов и руд, ограничивая процессы теми же условиями, которыми определены данная формация или фация.

Исследования скарнов и скарновых месторождений показывают, что процессы образования и оруденения скарнов занимают определенное положение в общем гидротермальном цикле.

Как показано Д. Коржинским (1957, 1962, 1964) и принято многими исследователями, главные особенности постмагматической гидротермальной деятельности определяются режимом кислотности — основности гидротермальных растворов. Устанавливается закономерная эволюция постмагматических растворов, в ходе которой первоначально щелочные растворы становятся кислыми, а затем снова щелочными. Эта концепция, известная как теория кислотно-основной гидротермальной эволюции, имеет основательные геологические и физико-химические подкрепления (Коржинский, 1964; Жариков, 1963, 1966, Жариков и Омельяненко, 1965; и др.) и в настоящее время представляет наиболее удачную и перспективную схему общей теории. В соответствии с ходом кислотно-основной эволюции растворов выделяются стадии постмагматического гидротермального процесса: ранняя (щелочная), кислотная (фация выщелачивания), поздняя (щелочная) и заключительная. Кроме того, выделяется наиболее ранняя магматическая стадия, когда растворы воздействуют в условиях существования жидких магматических масс или подъема геоизотерм.

Совокупность магматической и всех постмагматических стадий составляет полный законченный период гидротермальной деятельности, называемый **гидротермальным циклом.**

Генетическую схему главных процессов образования и оруденения скарнов целесообразно построить по стадиям гидротермального процесса. Кроме того, вследствие явной зависимости процессов скарнообразования (и последующего оруденения) от глубинности целесообразно выделять (укрупняя подразделения, основанные на минеральных фациях глубинности) следующие фации глубинности:

а) гипабиссальную, которая включает все фации малых глубин, за исключением субвулканической и приповерхностной фации и охватывает диапазон глубин от 1 до 3—4 *км*, что соответствует давлениям[1] от 250 (100) до 1000 (400) *атм;*

б) мезоабиссальную, охватывающую минеральные фации средних глубин, интервал глубин от 3—4 до 15—16 *км* и интервал давлений 1000 (400) — 4000 (1500) *атм;*

---

[1] В скобках обозначено давление флюидной фазы (p^f) при условии $p^f = \frac{1}{2{,}7} p^s$, где p^s — давление нагрузки Все цифры округленные.

в) абиссальную, характеризующуюся минеральными фациями без абиссофобных минералов и всеми другими признаками минералообразования на больших глубинах в интервале от 15—16 до 30—40 *км* и в диапазоне давлений 4000 (1500) до 10 000 (4000) *атм*.

Для генетической схемы достаточно выделение по крайней мере двух групп по глубинности: первая группа охватывает условия гипабиссальной и мезоабиссальной фаций, вторая — условия абиссальной фации. Более дробное выделение фаций глубинности для скарнов в настоящее время преждевременно. Генетическая схема главных процессов образования и оруденения скарнов приведена в табл. 24.

Таблица 24

Генетическая схема главных процессов образования и оруденения скарнов

Стадия		Фация глубинности	
		Гипабиссальная и мезоабиссальная	Абиссальная
Магматическая		Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационного типа	Магнезиальные скарны главным образом контактово-инфильтрационного типа
Постмагматические	Ранняя щелочная	Известковые скарны биметасоматического и контактово-инфильтрационного типа Автореакционные известковые скарны Сопутствующее оруденение скарнов: магнетитовое, магнетит-сульфидное (магнетит-халькопиритовое, магнетит-кобальтовое), сульфидное (в том числе кобальт-сульфидное), борное, флогопитовое (в автореакционных скарнах) и др.	Магнезиальные скарны биметасоматического и контактово-инфильтрационного типов Некоторые фации известковых инфильтрационных скарнов Сопутствующее оруденение скарнов: флогопитовое, магнетитовое, боратовое
	Кислотная	Наложенное оруденение скарнов: 1) связанное с процессами кварц-полевошпатового метасоматизма и грейзенизации — шеелит-молибденитовое, шеелит-сульфидное, редкометальное (Be и др.) и др.; 2) связанное с процессами пропилитизации — полиметаллическое, полисульфидное; 3) связанное с процессами кварц-серицитового метасоматизма и березитизации — шеелит-сульфидное, халькопиритовое (с Au) и др.	

Образование скарновых месторождений всегда обусловлено закономерным сочетанием нескольких геологических процессов. Различные сочетания их приводят, естественно, к возникновению разных типов скарновых месторождений. Поэтому наряду с представлением о фациях и формациях целесообразно использовать представление о генетическом типе месторождения.

Генетический тип месторождения можно определить как четко индивидуализированный и повторяющийся в земной коре тип минерального скопления, образованный в результате закономерного сочетания определенных геологических процессов. Месторождения, относимые к одному типу, характеризуются сходством: а) минерального состава и парагене-

тических ассоциаций; б) состава вмещающих пород и характера их изменений; в) структурно-геологической обстановки формирования.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Геологическая позиция и общая характеристика

Магнезиальные скарны магматической стадии образуются в результате реакционного взаимодействия доломитов (или других магнезиальных карбонатных пород) с растворами, выделяющимися из жидкой и кристаллизующейся магмы на фронте магматического замещения («гранитизации») вмещающих толщ.

Геологические условия локализации залежей магнезиальных скарнов определяются:

а) наличием доломитов и других магнезиальных карбонатных пород (известковистых доломитов, более редких магнезитов) в составе вмещающих толщ;

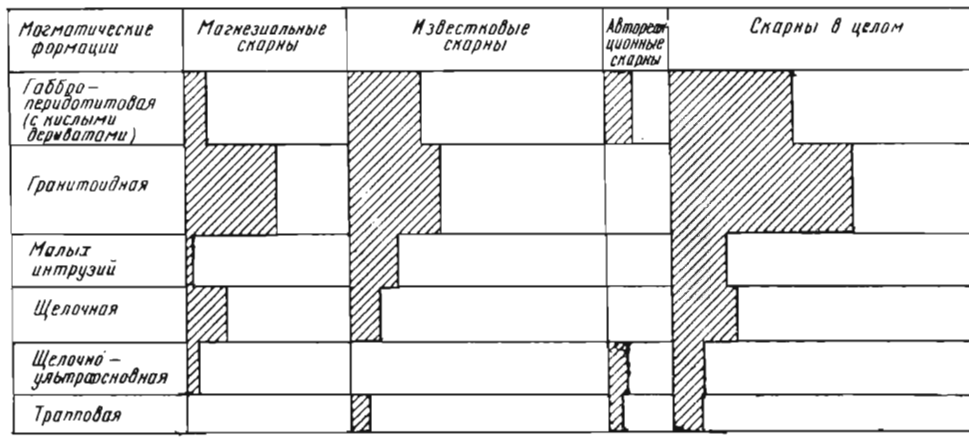


Рис. 105. Характеристика приуроченности скарнов к различным магматическим формациям

б) интенсивным развитием магматической деятельности и особенно процессов магматического замещения вмещающих пород.

Доломиты, как известно, широко распространены в древних (докембрийских) карбонатных толщах, встречаются в осадочно-эффузивных толщах ранних этапов геосинклинального режима, обычны в составе карбонатных толщ средних этапов развития геосинклиналей.

Магнезиальные скарны образуются в контакте с разнообразными по составу интрузиями — от гранитов до нефелиновых сиенитов и габброидов. Это разнообразие связано с различным составом исходных магм и особенно вызывается эндоконтактовыми изменениями, происходящими при контактово-реакционном взаимодействии магм с доломитами. Однако если оценить связь магнезиального скарнообразования с крупными магматическими формациями, то наиболее существенной оказывается приуроченность магнезиальных скарнов к гранитоидной формации (рис. 105). Эта приуроченность естественна, поскольку именно с кислой гранитной магмой наиболее широко развиты явления магматического замещения и гранитизации, приводящие, в частности, к образованию магнезиальных скарнов.

Магнезиальные скарны магматической стадии образуются во всех фациях глубинности, за исключением субвулканических и приповерхностных условий. Однако более широкое и мощное развитие магнезиальные скарны получают в абиссальной фации.

Наиболее благоприятны для локализации магнезиальных скарнов следующие геологические условия.

1. Области древних щитов и докембрийской складчатости — вследствие широкого развития доломитов среди докембрийских карбонатных пород и мощного проявления процессов гранитизации и магматического замещения.

2. Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей, характеризующиеся значительной ролью карбонатных пород и доломитов среди осадочных образований и широким многоэтапным развитием преимущественно гранитоидного магматизма, сопровождавшегося явлениями магматического замещения.

3. Зоны интенсивного молодого магматизма (с явлениями магматического замещения) среди древних доломитовых толщ.

Этим, конечно, не исчерпываются все случаи образования магнезиальных скарнов. Они могут возникать и при других сочетаниях указанных условий, но отмеченные геологические комплексы наиболее характерны.

Образование магнезиальных скарнов в магматическую стадию, т. е. до кристаллизации магматических пород, однозначно устанавливается следующими признаками: 1) магматические породы, контактирующие с магнезиальными скарнами, не подвергаются магнезиальному скарнированию; 2) магнезиальные скарны пересекаются апофизами, жилками магматических пород, не несущих следов магнезиально-скарновых изменений; 3) магматические породы претерпевают в связи с образованием магнезиальных скарнов такие эндоконтактовые изменения (изменение котектических соотношений и состава расплава), которые происходят в условиях существования жидкого расплава.

Магнезиальные скарны магматической стадии относятся к контактово-инфильтрационному типу. Преимущественно распространены залежи магнезиальных скарнов, приуроченные непосредственно к контакту доломитов с магматическими породами. Они представлены контактовыми залежами неправильной, линзо- и пластообразной формы и зонального строения. Мощность залежей весьма различна (от сантиметров до сотен метров). Наиболее обычны тела мощностью от 0,5—1 *м* до нескольких десятков метров. Магнезиальные скарны этого типа возникают непосредственно на фронте магматического замещения, когда в результате взаимодействия доломитов с выделяющимися из магмы растворами, которые привносят кремнезем, глинозем, железо и другие компоненты, образуются зональные тела магнезиальных скарнов (рис. 106,*а*).

Для абиссальной фации глубинности (рис. 106,*б*) и значительно меньше для мезоабиссальной характерны также контактово-инфильтрационные скарны, образованные в общем поле мигматизации и магматического замещения, но приуроченные к контактам доломитов и вмещающих алюмосиликатных пород — гнейсов, кристаллических сланцев. В этом случае следует различать магнезиальные экзо- и эндоскарны.

Магнезиальные экзоскарны образуются по доломитам при воздействии на них растворов, вступающих из алюмосиликатных пород и насыщенных кремнеземом и глиноземом. Контактово-инфильтрационный процесс может при этом осложняться попутной и встречной диффузией компонентов; в результате встречной диффузии в алюмосиликатную породу магния и кальция возникает, например, зона околоскарновых апоалюмосиликатных пород.

Магнезиальные эндоскарны (и околоскарновые породы) образуются по гнейсам и кристаллическим сланцам в результате взаимодействия с ними растворов, вступающих из доломитов и насыщенных магнием и кальцием. Точно также контактово-инфильтрационные тела магнезиальных эндоскарнов могут быть осложнены диффузионными образованиями.

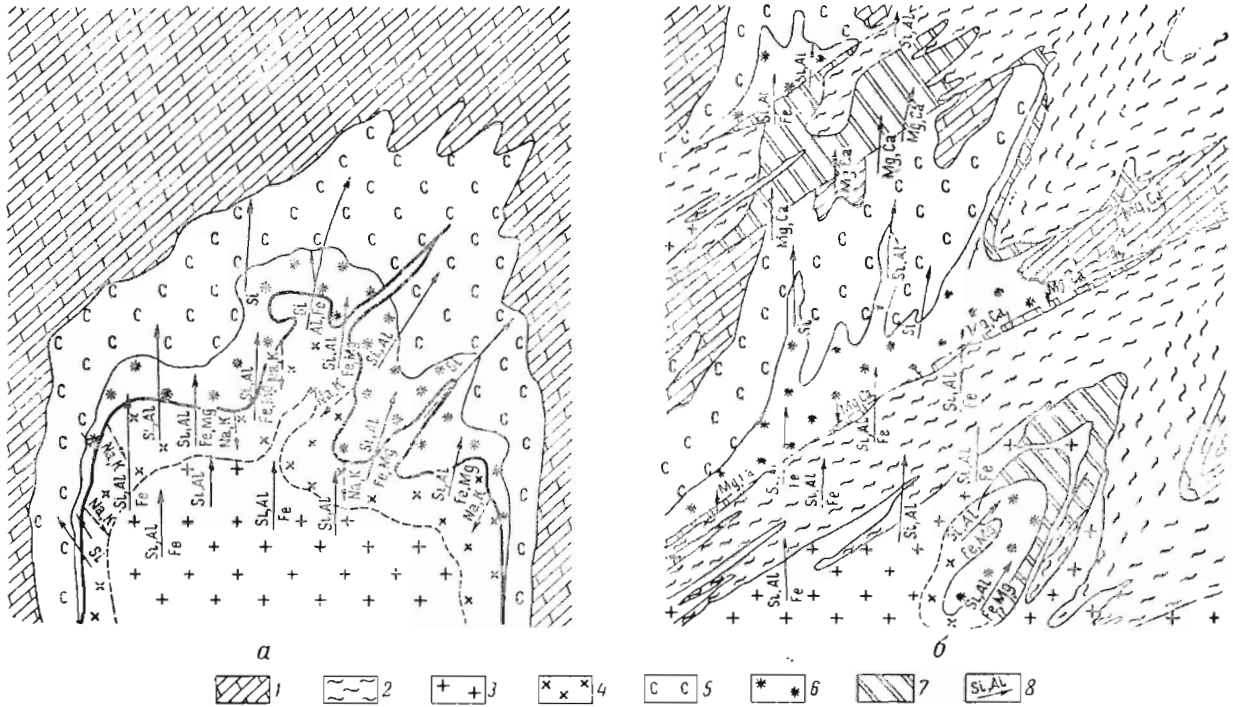


Рис. 106. Схема строения (в разрезе) и условий образования магнезиальных скарнов магматической стадии гипабиссальной фации (*а*) и абиссальной фации (*б*)

1 — доломиты; *2* — гнейсы и кристаллические сланцы; *3* — магма и мигма; *4* — эндоконтактовые зоны измененной магмы; *5* — кальцифиры; *6* — магнезиальные экзоскарны; *7* — магнезиальные эндоскарны и околоскарновые породы; *8* — направление переноса компонентов растворами

В зависимости от структурных условий и морфологии контакта роль диффузионных скарнов может возрастать, однако обычно диффузионные скарны магматической фации носят характер второстепенных осложнений.

В тех случаях, когда оскарнованию подвергаются сложные по строению толщи, характеризующиеся частым переслаиванием сланцев и доломитов, при разрастании зон образуются сплошные сложно построенные скарновые тела, достигающие мощностей в сотни метров.

Магнезиальные скарны абиссальной фации отличаются не только структурно-морфологическими признаками. Существуют определенные особенности скарнов в абиссальной фации в парагенезисах и зональности залежей; эти особенности будут рассмотрены ниже.

Магнезиальные скарны магматической стадии представляют наиболее ранние по времени скарновые образования. Они возникают ранее послемагматических магнезиальных и известковых скарнов. Эти соотношения, установленные автором, подтверждены многократными наблюдениями явлений замещения магнезиальных скарнов магматической фации минералами постмагматических магнезиальных и известковых скарнов.

Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования

Для минеральной ассоциации магнезиальных скарнов весьма показательны: 1) однообразие минерального ансамбля собственно магнезиальных скарнов; 2) незначительные, но определенные различия в парагенезисах магнезиальных скарнов различных фаций глубинности; 3) восхитительная гамма разнообразных минералов, существенно различающихся для разных фаций глубинности, характеризующая различные процессы изменения скарнов.

К собственно скарновым минералам относятся оливин (форстерит), клинопироксены, шпинель, магнетит, кальцит. Кроме того, для кальцифиров гипабиссальной фации характерен периклаз, а для скарнов и околоскарновых пород абиссальной фации — энстатит-гиперстен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат.

Характеристика главных скарновых минералов приведена в табл. 25, где показаны средние содержания и обычные составы минералов по зонам. Однако в таблице дана обобщенная характеристика, и отдельные данные, особенно по нетипичным породам, могут выходить за указанные интервалы содержаний и составов.

Характеризуя главные минералы магнезиальных скарнов, следует особо указать, что клинопироксены собственно магнезиальных скарнов представлены обычно фассаитами, т. е. пироксенами ряда диопсид — геденбергит со значительным содержанием глинозема. Содержание глинозема в пироксенах меняется от 1—2 до 15—16 вес. %, причем наиболее характерны пироксены с содержанием 4—9 вес. % Al_2O_3. Значительное содержание глинозема вызывает изменение их оптических свойств. Наиболее заметны появление сильной дисперсии угла оптических осей (достигающей 6—10°) и некоторое увеличение показателей преломления. Отметим также увеличение показателей преломления фассаитов по сравнению с диопсид-геденбергитами вследствие существенного содержания окисного железа. Характерно, что при наложении любых постмагматических изменений фассаиты часто сбрасывают глинозем, превращаясь в диопсиды и салиты обычного состава и свойств. На рис. 107 приведена характеристика составов в координатах алюминиевого и железистого коэффициентов:

$$f = \frac{\Sigma\,Fe}{\Sigma\,Fe+Mg} \cdot 100; \quad al = \frac{Al}{[Si+Al]+[Mg+Fe^{+2}+Fe^{+3}+Al]} \cdot 100$$

Таблица 25

Характеристика главных минералов магнезиальных скарнов магматической стадии

Минералы	Околоскарновые породы[1] и эндоскарны		Внутренние зоны экзоскарнов		Внешние зоны экзоскарнов		Кальцифиры		Примечание
	содержание, %	состав *f*	содержание, %	состав *f*	содержание, %	состав *f*	содержание, %	состав *f*	
Оливин (форстерит)	—	—	—	—	30—90	5—15	20—40	0—5	Везде $f \approx \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$ мол. %
Клинопироксены . .	10—50	30—40	60—90	12—15	0 или 20—40	3—15	Обычно отсутствуют или незначительное содержание диопсида		
Ортопироксены . . .	20—50	35—45	60—90	15—20	—	—	—	—	Известны пока только в скарнах абиссальной фации глубинности
Шпинель	0 или 0—20	40—50	8—35	20—30	3—12	12—20	2—8	0—12	
Магнетит	—	—	0—35	—	3—5	—	1—3	—	
Плагиоклазы	40—60	40—90 мол. % анортита	—	—	—	—	—	—	То же
Кальцит	—	—	0—20	—	0—35	—	50—70	—	

[1] К зоне околоскарновых пород отнесены и экзоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы абиссальных магнезиальных скарнов.

типичных пироксенов собственно магнезиальных скарнов и их измененных разностей.

Для магнезиальных скарнов устанавливаются определенные соответствия в составах сосуществующих минералов. На рис. 108 приведены корреляционные кривые распределения магния и железа между сосуществующими минералами магнезиальных скарнов (в координатах $\frac{N^A_{Fe}}{N^A_{Mg}}$, $\frac{N^B_{Fe}}{N^B_{Mg}}$, где A и B — сосуществующая пара минералов). Кривые оливин — гиперстен и гиперстен — клинопироксен построены по данным А. Маракушева и Р. Кретца.

Наиболее простые соотношения устанавливаются для пар клинопироксен — ортопироксен и клинопироксен — шпинель. Распределение магния и железа в этих парах близко к идеальному, и константы равновесия соответственно равны:

$$K_p^{\text{Пи-Гип}} = \left(\frac{N_{Fe}}{N_{Mg}}\right)^{\text{Пи}} : \left(\frac{N_{Fe}}{N_{Mg}}\right)^{\text{Гип}} \cong 0{,}87;$$

$$K_p^{\text{Пи-Шп}} = \left(\frac{N_{Fe}}{N_{Mg}}\right)^{\text{Пи}} : \left(\frac{N_{Fe}}{N_{Mg}}\right)^{\text{Шп}} \cong 0{,}51.$$

Более сложные соотношения в других парах. Для пары оливин — ортопироксен все исследователи (Г. Рамберг, Де-Воре, Л. Бартоломе, Д. Коржинский, А. Маракушев), несмотря на различия в объяснении причин, отмечают совпадение железистости минералов при определенных составах, т. е. наличие экстремального соответствия составов. Бартоломе указывает экстремальный состав в 40% железистости, Рамберг и Де-Воре — в 30%, А. Маракушев — в 25% (который и принят на диаграмме рис. 108). Последние исследования (Р. Кретц, неопубликованные данные А. Маракушева) показывают явную зависимость экстремальной точки от температуры, причем по мере повышения температуры экстремальные состояния достигаются при более магнезиальных составах.

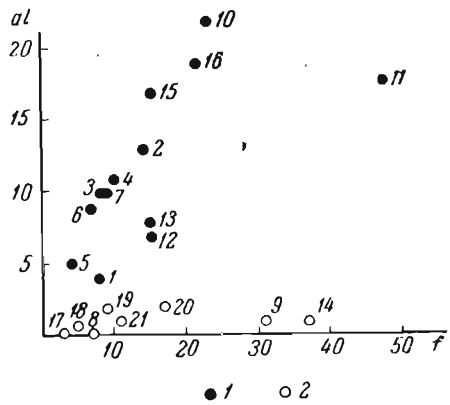


Рис. 107. Характеристика составов клинопироксенов магнезиальных скарнов

1 — пироксены собственно магнезиальных скарнов; *2* — пироксены из измененных магнезиальных скарнов

Соответствие составов пары оливин—клинопироксен ранее не исследовалось. Хотя имеющиеся в этом направлении данные ограничены, тем не менее можно достаточно определенно говорить о наличии экстремального состояния и инверсии соответствия в распределении магния и железа между оливинами и клинопироксенами. Основания к этому следующие. Корреляционная кривая пары Ол—Пи в магнезиальной части (по парагенезисам магнезиальных скарнов) показывает $f_{\text{Пи}} > f_{\text{Ол}}$, тогда как для более железистых парагенезисов (из пироксенитов и оливиновых габбро) $f_{\text{Ол}} > f_{\text{Пи}}$. Область равных по железистости составов располагается около 20% железистости. Близкое совпадение железистости в этой области подтверждается также значительным числом замеров оливина и клинопироксена, приводимых в работе О. Воробьевой и др. Экстремальное соответствие составов пары оливин—пироксен следует ожидать также, исходя из соотношений ортопироксена

и клинопироксена и из существования экстремума в паре оливин—ортопироксен.

Экстремум пары оливин — клинопироксен отвечает минимуму μ_{Si} и μ_{Ca}; при повышении химических потенциалов кремния и кальция прежде всего начнут замещаться оливины с содержанием около 20% фаялитовой молекулы.

Наконец, для распределения магния и железа между оливином и шпинелью устанавливаются следующие соотношения. При всех соста-

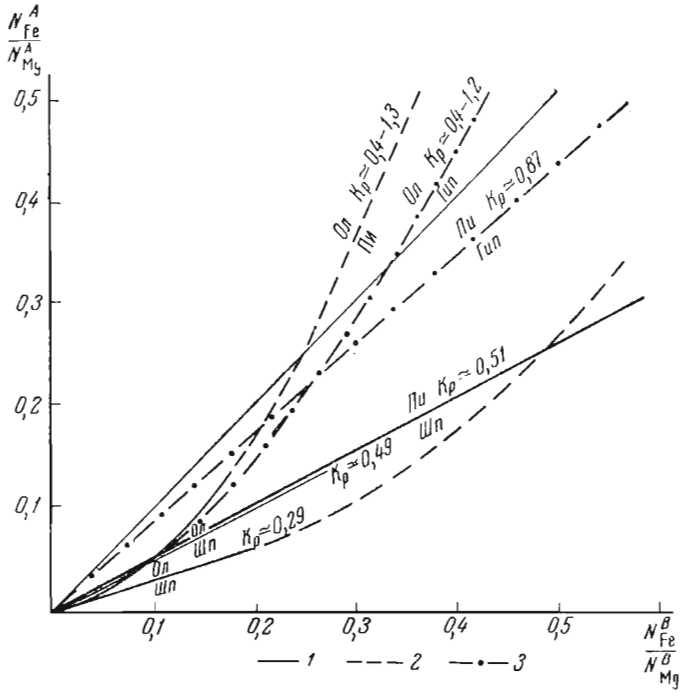


Рис. 108. Кривые распределения магния и железа между сосуществующими минералами магнезиальных скарнов

1 — действительные кривые по данным автора; *2* — предполагаемые кривые по данным автора; *3* — кривые по данным А. Маракушева, Р. Кретца и других исследователей

вах, по-видимому, шпинель более железиста, чем оливин, однако константа распределения ее изменяется от $K_p \cong 0{,}29$ в магнезиальной до $K_p \cong 0{,}55$ в более железистой, в результате чего кривая Ол — Шп пересекает кривую Пи — Шп. Кроме того, как будто намечаются отличия в распределении для скарнов гипабиссальной и абиссальной фаций (K_p соответственно 0,29 и 0,49).

Для магнезиальных скарнов характерны разнообразные постмагматические изменения, связанные с постериорными и различными другими процессами, наложенными на магнезиальные скарны. При этом можно выделить три группы минералов: 1) минералы, характерные для магнезиальных скарнов, претерпевшие постериорные изменения или наложения постмагматического магнезиально-скарнового процесса. Среди таких минералов наиболее характерны флогопит, минералы группы гумита, роговые обманки, паргасит, скаполит, серпентин, хлориты, брусит (в гипабиссальной фации); 2) минералы, связанные с наложением известкового скарнового процесса. Весьма характерны известковые гранаты и пироксены, везувиан, клиноцоизит, скаполит. Для условий гипабиссальной фации устанавливается очень разнообразный комплекс известково-магнезиальных силикатов: ксантофиллит, монтичеллит, геленит, иногда

мервинит, спёррит и другие редкие минералы; 3) минералы, связанные с наложением послемагматического оруденения. Широко распространено и очень характерно для магнезиальных скарнов флогопитовое, магнетитовое и боратовое оруденения, причем с последним связано образование серии редких минералов.

Магнезиальные скарны магматической стадии характеризуются удивительным однообразием парагенезисов первичных минералов. Некоторые различия в парагенезисах выражаются: а) в присутствии периклаза в кальцифирах гипабиссальной фации; б) в присутствии или отсутствии ортопироксена в скарнах и околоскарновых породах. Наличие периклаза в гипабиссальной фации (и отсутствие его в более глубинных фациях) явно связано с глубинностью формирования скарнов. Исследования показывают, что все другие особенности парагенезисов определяются режимом кальция и железа и зависят от величин их химических потенциалов в растворах.

Для характеристики зависимости парагенезисов магнезиальных скарнов от μ_{Fe} и μ_{Ca} приведем диаграмму (рис. 109), рассчитанную и построенную обычным способом. При построении диаграммы виртуальными инертными компонентами приняты Si, Al, Mg, виртуальными подвижными — Fe, Ca, все остальные независимые интенсивные параметры произвольны и определенны [1].

Виртуальные минеральные фазы: оливин (форстерит), гиперстен, клинопироксен, шпинель, плагиоклаз. Составы фаз: 1) форстерит от Mg_2SiO_4 до $Mg_{1,2}Fe_{0,8}SiO_4$ в нонвариантной точке $f=5$; 2) гиперстен от чистого энстатита $MgSiO_3$ до $Mg_{0,65}Fe_{0,35}SiO_3$ в нонвариантной точке $f=12$; 3) пироксен от диопсид-фассаита $CaMgAl_{0,2}Si_{1,8}O_6$ до салит-фассаита $CaMg_{0,7}Fe_{0,3}Al_{0,2}Si_{1,8}O_6$, в нонвариантной точке $f=10$, $al=10$; 4) шпинель от $MgAl_2O_4$ до $Mg_{0,55}Fe_{0,45}Al_2O_4$ в нонвариантной точке $f=20$; 5) плагиоклаз состава $NaCa_2Al_{1,5}Si_{2,5}O_8$, т. е. с содержанием 67% анортитовой молекулы.

Для каждого из дивариантных полей диаграммы построены соответствующие диаграммы состав — парагенезис и показаны главные линии постоянного состава минералов.

Поля I, II, III диаграммы характеризуют парагенезисы магнезиальных скарнов магматической стадии. Парагенезисы полей IV и V, отличающиеся ассоциацией оливина (форстерита) с плагиоклазом, не встречаются в магнезиальных скарнах. Кроме узкого диапазона невысоких значений μ_{Ca} (см. рис. 109), для образования парагенезиса оливина с плагиоклазом благоприятен повышенный потенциал натрия. Такие условия (высокий μ_{Na} и низкий μ_{Ca}) не характерны для магнезиальных скарнов, но встречаются в других контактово-реакционных образованиях.

В соответствии с диаграммой рис. 109 можно выделить две главные фации магнезиальных скарнов: безгиперстеновую (поле I) и гиперстеновую (поля II и III). Нетрудно видеть, что условия существования этих фаций определяются главным образом режимом кальция.

Безгиперстеновая фация, или тип скарнов, образуется в условиях высокого химического потенциала кальция. Скарны этой фации сложены насыщенными кальцием минералами, в определенных зонах в качестве

---

[1] Термин «произвольный и определенный, кратко-определенный интенсивный параметр» означает, что с каждым из этих параметров связана степень свободы, и этот параметр может испытывать изменения, но такие, которые не вызывают исчезновения и появления каких-либо фаз, кроме принятых для диаграммы. Например, температура произвольна и определенна. Она может изменяться, но только в пределах устойчивости данного парагенезиса магнезиальных скарнов.

Такой же смысл произвольного, но определенного (постоянного) значения интенсивного параметра нередко вкладывается в смысл приставки «изо» при названии системы — изотермическая, изобарическая и т. д.

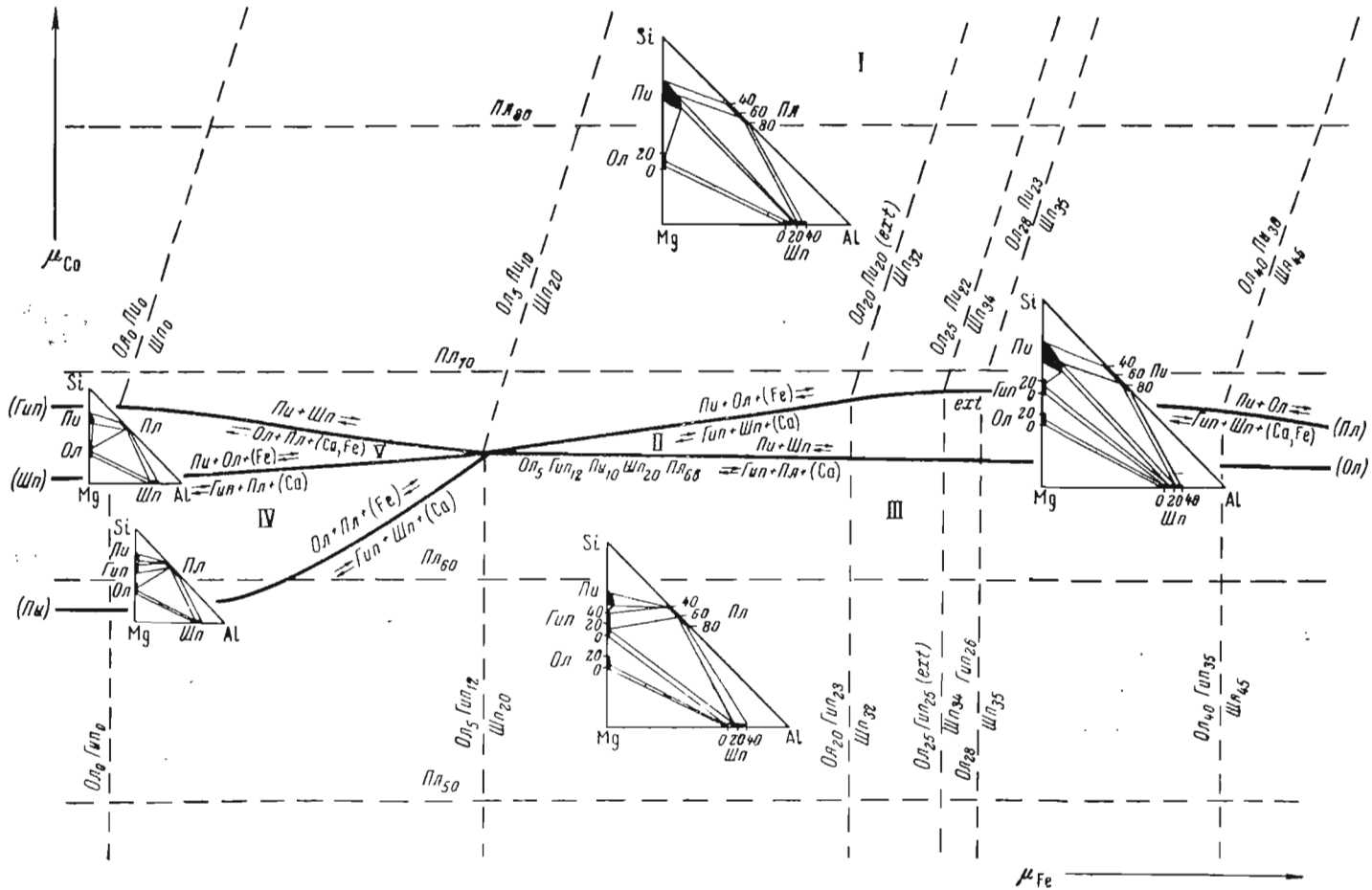


Рис. 109. Диаграмма парагенезисов магнезиальных скарнов в зависимости от μ_{Fe} и μ_{Ca}

избыточного минерала присутствует кальцит. Скарны безгиперстеновой фации характерны для всех глубин, но в зависимости от условий глубинности в кальцифирах в парагенезисе с форстеритом встречаются периклаз (гипабиссальная фация) или доломит[1], кальцит (мезоабиссальная и абиссальная фации глубинности). Кроме того, во всех фациях в определенных зонах скарнов присутствует магнетит (инертность

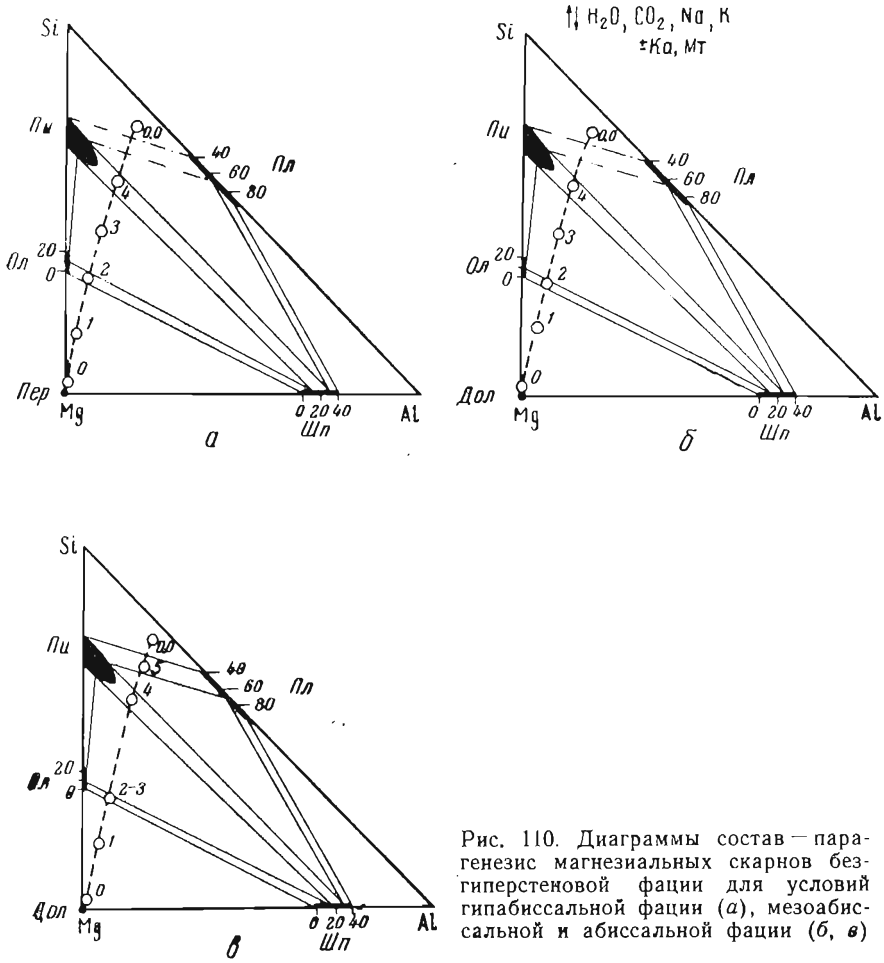


Рис. 110. Диаграммы состав — парагенезис магнезиальных скарнов безгиперстеновой фации для условий гипабиссальной фации (*а*), мезоабиссальной и абиссальной фации (*б*, *в*)

Fe_2O_3 (?)). Диаграммы состав — парагенезис безгиперстеновой фации приведены на рис. 110.

Для гиперстеновой фации обычны парагенезисы поля III диаграммы (см. рис. 109), отличающиеся гиперстен-плагиоклазовыми околоскарновыми породами. Парагенезисы поля II, характеризующиеся присутствием и гиперстен-шпинелевых, и пироксен-шпинелевых скарнов, встречаются сравнительно редко. Это, по-видимому, вызвано, как и следует из диаграммы, узким диапазоном условий режима кальция и железа, благоприятных для парагенезисов поля II. Поэтому парагенезисы поля II появляются обычно как переходные.

Парагенезисы гиперстеновой фации недосыщены кальцием и образуются в условиях низкого μ_{Ca} в растворах. Избыточный кальцит отсутствует во всех зонах, кроме кальцифиров (где никогда не встречается

[1] Изредка в кальцифирах вместо доломита встречается диопсид.

гиперстен). Диаграмма состав — парагенезис, отвечающая полю III, приведена на рис. 111.

Скарны гиперстеновой фации известны пока только в абиссальной фации глубинности. Это не случайно, так как в абиссальной фации легче могут возникнуть условия низкого химического потенциала кальция в доломитовых контактах. Значительная величина давления и фугитивности CO_2 в глубинных условиях приводит к существенному уменьшению концентрации кальция в растворах. Поэтому в обстановке, когда доломитовые пласты заключены в значительных массах гнейсов и кристаллических сланцев, могут возникнуть условия низкого химического потенциала и недосыщенности растворов кальцием, благоприятные для образования гиперстеновых скарнов и околоскарновых пород. Несомненно также, что для образования скарнов гиперстеновой фации будут благоприятны условия магматического замещения магнезитовых толщ. Однако оба эти объяснения пока предположительны.

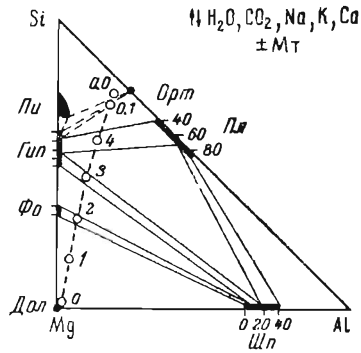


Рис. 111. Диаграмма состав — парагенезис гиперстеновой фации магнезиальных скарнов

Парагенезисы магнезиальных скарнов и их приуроченность к магматическим контактам дают возможность достаточно уверенно интерпретировать условия их образования в свете экспериментальных данных. На рис. 112 сведены экспериментальные данные, которые можно использовать для характеристики T—P условий образования магнезиальных скарнов. На диаграмме представлены: а) кривые солидус — ликвидус плавления насыщенных водой базальтов (кривые *1* и *2*) и гранитов (кривые *3* и *4*). Они построены автором по данным Н. Боуэна, О. Таттла, Н. Хитарова и других, Х. Винклера, П. Вилли, Г. Иодера, С. Тилли, Н. Кранка и Т. Оя; б) кривые диссоциации доломита (кривая *5*) по данным Р. Харкера и О. Таттла; в) кривая дегидратации брусита (кривая *6*) по данным Р. Роя, Д. Рой, Дж. Кеннеди; г) рассчитанная автором кривая реакции образования диопсида (кривая *7*) и экспериментальные точки (точки *12* и *13*) равновесия с образованием диопсида в условиях насыщения и недонасыщенности CO_2 — по данным Р. Метца и Х. Винклера; д) экспериментальная кривая равновесий форстерит ⇆ серпентин + брусит (кривая *8*) — по данным Н. Боуэна, О. Таттла и Г. Иодера; е) экспериментальные кривые Р. Роя, Д. Рой, Е. Осборна и Г. Иодера по равновесиям: шпинель + + форстерит ⇆ брусит + Al-серпентин (кривая *9*) и шпинель ⇆ брусит + + диаспор (кривая *10*); ж) равновесие образования флогопита (кривая *11*) под давлением паров воды — по данным Д. Бейли; 3) равновесие монтичеллит ⇆ форстерит + диопсид (или окерманит) + кальцит (кривая *14*) — по данным Л. Уолтера, Р. Харкера и О. Таттла.

На основании приведенных экспериментальных данных можно достаточно уверенно оценивать температурный диапазон возникновения магнезиальных скарнов в интервале 650—1000° С. Учитывая преимущественную связь магнезиальных скарнов с гранитоидными интрузиями, температурный интервал образования главной массы магнезиальных скарнов можно определить в 650—850° С. Вероятно, магнезиальные скарны гипабиссальной фации (с периклазом) относительно более высокотемпературны по сравнению с бесперикласовыми фациями. Однако существенной разницы, что можно было бы обнаружить по различной корреляционной зависимости сосуществующих минералов, — пока не устанавливается.

Диапазон глубин возникновения магнезиальных скарнов, оцениваемый по геологическим соотношениям, $T-P$ условиям устойчивости кальциевых силикатов и некоторым другим данным, устанавливается в пределах от 1—1,5 до 30—40 *км*, т. е. распространяется на всю верхнюю часть земной коры.

Образование магнезиальных экзоскарнов происходит в результате реакционного взаимодействия доломитов с растворами, выделяющимися из жидкой (и кристаллизующейся) магмы или с растворами, вызываю-

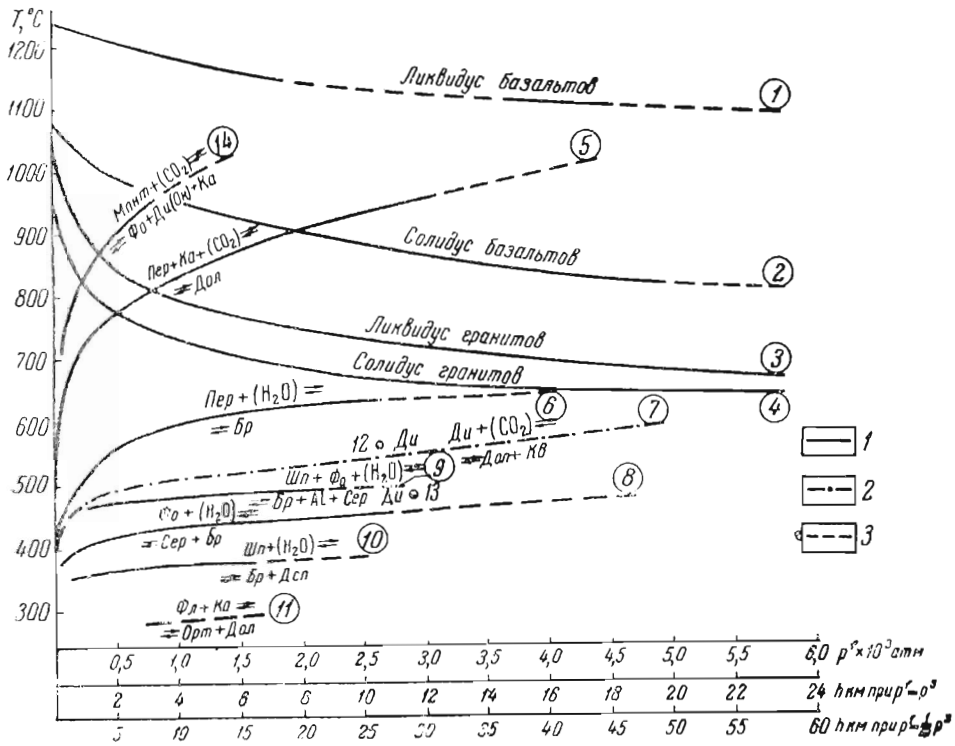


Рис. 112. Сводная $T-P$ диаграмма экспериментальных данных для характеристики условий образования магнезиальных скарнов

1 — экспериментальные кривые; *2* — расчетные кривые; *3* — предполагаемые кривые

щими гранитизацию вмещающих толщ. Эти растворы, вступая из магмы или алюмосиликатных пород в доломиты, отлагают привнесенные компоненты (кремний, алюминий, железо), которые вместе с компонентами замещаемой породы (магний, кальций) образуют контактово-реакционные тела скарнов. В зоне реакционного взаимодействия устанавливаются различные соотношения концентраций активностей реагирующих виртуальных компонентов (Si, Al, Mg) и поскольку минеральный состав и парагенезисы определяются соотношением виртуальных компонентов — возникает метасоматическая зональность, отражающая реакционное изменение состава пород.

Совокупность возникающих метасоматических зон, обозначаемая как метасоматическая колонка магнезиальных скарнов, будет зависеть: а) от особенностей режима виртуальных компонентов (Si, Al, Mg), их концентрации в растворе, особенностей перемещения и т. д.; б) от общих внешних или иначе — фациальных условий протекания процесса формирования зональности (условия глубинности, μ_{Ca} и μ_{Fe} и т. д.). Соответственно будут возникать различные типы метасоматических колонок магнезиальных скарнов. Может быть установлено более двадцати раз-

новидностей колонок, однако это разнообразие представляет по существу некоторые вариации нескольких главных типов.

Эти главные типы метасоматических колонок магнезиальных скарнов следующие:

А.	0. Дол	±Ка, ±Мт
	1. Ол (Фо) + Шп + Дол (Пер)	
	2. Ол + Шп	
	3. Пи + Шп	
	00. Магма	
Б.	0. Дол	±Мт
	1. Ол + Шп + Дол (Пер) + Ка	
	2. Ол + Шп + Ка	
	3. Пи + Ол + Шп	
	4. Пи + Шп	
	00. Магма	
В.	0. Дол	±Ка, ±Мт
	1. Ол + Шп + Дол	
	2. Ол + Шп	
	3. Пи + Шп	
	4. Пи + Пл	
	00. Магма, гнейс	
Г.	0. Дол	±Мт
	1. Ол + Шп + Ка + Дол	
	2. Ол + Шп	
	3. Гип + Шп	
	4. Гип + Пл	
	00. Магма, гнейс	

Магнезиальные эндоскарны образуются в условиях, при которых на гнейсы или кристаллические сланцы воздействуют растворы, вступающие из доломитов. В этом случае метасоматическая зональность будет отражать реакционное изменение алюмосиликатных пород под воздействием насыщенных магнием и кальцием растворов.

Для магнезиальных эндоскарнов обычны следующие два типа колонок.

Д. 00. Алюмосиликатная порода
01. Близскарновая порода
02. Пи + Пл
03. Пи + Шп
0. Дол или магнезиальный экзоскарн

Е. 00. Алюмосиликатная порода
01. Близскарновая порода
02. Гип + Орт
03. Гип + Пл
0. Магнезиальный экзоскарн

Кроме обозначенных под номерами зон минералов, во всех или в некоторых зонах (в этом случае в первых) могут встречаться минералы, указанные сбоку, около колонок. Естественно, что в кальцифирах кальцит всегда слагает основную массу породы. Во всех колонках могут присутствовать дополнительные зоны, отличающиеся от указанных в колонках наличием или отсутствием обозначенных сбоку минералов.

Для гипабиссальной фации характерны колонки А и Б, но, естественно, с периклазом. Для мезоабиссальной — колонки А и Б, но с доломитом вместо периклаза, возможна и эндоскарновая колонка Д. Для абиссальной фации характерны колонки В, Г, Д и Е. Кроме рассмотренных парагенетических отличий, для условий абиссальной фации характерны присутствие в колонках зон пироксен-плагиоклазовых экзоскарновых пород и развитие эндоскарновых колонок.

Изменение минерального и химического составов по зонам выделенных колонок показано на диаграммах состав — парагенезис (см. рис. 110 и 111), где под соответствующими номерами нанесены средние составы

пород. Для более полной характеристики приведем в качестве примера диаграммы изменения минерального и химического составов пород по зонам для двух типичных колонок. На рис. 113 показано изменение количественного минерального состава и содержания главных компонентов для магнезиальных экзоскарнов Кансайского месторождения. Причем реконструировано первичное строение колонки, т. е. сняты постмагматические изменения.

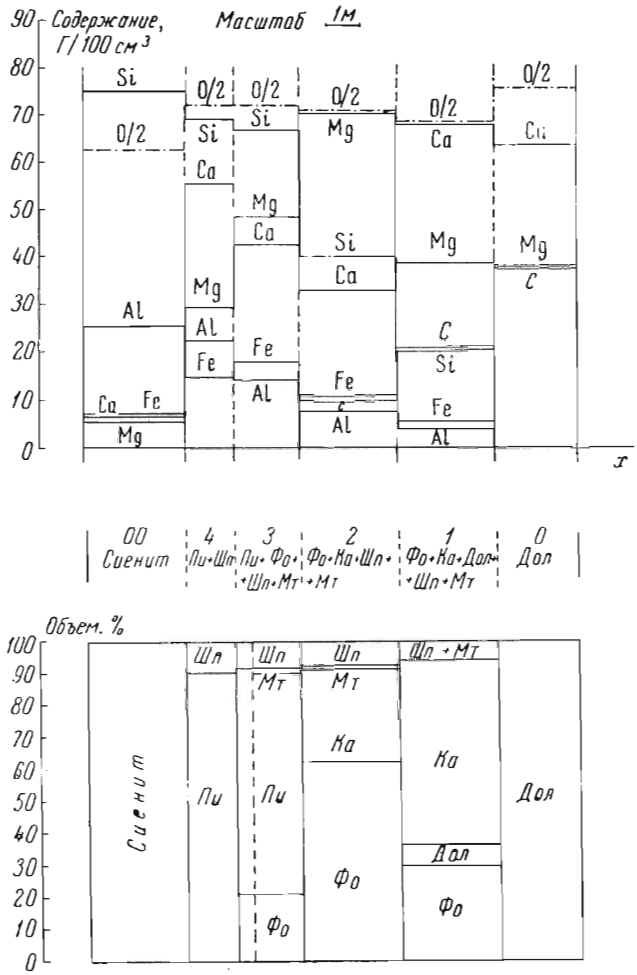


Рис. 113. Изменение химического и минерального составов в колонке магнезиальных экзоскарнов Кансая

Для процессов скарнообразования магматической стадии главное значение, конечно, имеет процесс метасоматического преобразования доломитов с образованием аподоломитовых магнезиальных экзоскарнов, происходящий на фронте магматического замещения доломитов. В определенных условиях этот процесс сопровождается сопряженными эндоконтактовыми изменениями магмы. Эти изменения (Жариков, 1959, 1960$_{1,2}$) происходят вследствие встречной диффузии щелочей в магму, выражаются в изменении котектических и парагенетических соотношений минералов, частичном изменении состава и приводят к появлению эндоконтактовых фаций повышенной щелочности.

Таким образом, основные черты химизма процесса образования магнезиальных скарнов следующие.

1. Главное направление состоит в привносе растворами кремния (особенно) и алюминия из магмы и в последовательном преобразовании доломитов, приближающем их состав к составу магматической породы.

2. Происходит привнос из магмы железа с преимущественным осаждением в средних зонах.

3. Происходит общий вынос магния из зоны замещения доломитов магмой. При этом нередко магний частично накапливается во внешних зонах магнезиальных скарнов, где содержание его больше, чем в исходных доломитах (см. рис. 113), путем перемещения его из внутренних зон скарнов и из участков замещения скарнов магмой.

4. Происходит общий вынос кальция и углекислоты из зон скарнов и участков замещения доломитов магмой.

5. Содержание кислорода в скарнах практически постоянно и заметно уменьшается только при переходе к магматической породе.

6. При возникновении магнезиальных эндоскарнов происходят привнос магния, вынос кремния, переотложение и частичный вынос алюминия.

Особенности термодинамического режима процесса образования магнезиальных скарнов выявляются на основании анализа парагенезисов, зональности и химизма процесса. Факторы равновесия: T, V, p^f, $\Delta C_a ... \Delta C_i$, $C_j ... C_k$, т. е. образование магнезиальных скарнов явилось результатом инфильтрационного процесса в изохорических и изотермических условиях. Отличие от обычных инфильтрационных колонок состоит в том, что инертные компоненты — алюминий, кремний и другие — привносятся растворами. Поэтому фактором равновесия выступает ΔC_i — разность концентраций компонента для сопредельных зон, определяющая его содержание в породе.

Ряд подвижности компонентов (Жариков, 1959) устанавливается в следующем виде: H_2O, CO_2, Na_2O, $K_2O(O_2)$, Ca‖Mg, P, Fe, Si, Al (двойная черта отделяет компоненты инертные в одной из зон от вполне подвижных во всех зонах). Режим кислорода недостаточно ясен. Однако постоянство его содержания и потенциала в течение процесса показывает, что он не играет существенной роли.

Возникновение зональности вызвано: 1) изменением характера подвижности компонентов — основная зональность, отличающаяся изменением числа минералов при переходе от зоны к зоне; 2) изменением содержания (и концентрации в растворе) виртуальных компонентов, особенно магния и кремния — дополнительная зональность, отличающаяся одинаковым числом минералов в сопредельных зонах.

Образование магнезиальных скарнов магматической стадии, в отличие от других скарновых формаций, происходит в условиях удивительного однообразия температурного режима и режима вполне подвижных компонентов, а наблюдаемые фациальные различия по существу вызываются различными условиями глубинности (и как следствие различного режима углекислоты). Это в свою очередь характеризует известное постоянство условий протекания процессов магматической стадии.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Геологическая позиция и общая характеристика

Магнезиальные скарны постмагматической стадии образуются в результате контактово-реакционного взаимодействия доломитов и алюмосиликатных пород (гнейсов, пегматитов, гранитов) при просачивании по контакту высокотемпературных постмагматических растворов.

Геологическая позиция постмагматических магнезиальных скарнов определяется:

1) наличием контактов доломитов и алюмосиликатных пород;

2) расположением этих контактов в зонах магматической деятельности и фильтрации постмагматических потоков растворов;

3) зависимостью геохимического режима магния и кальция и реакций минералообразования от условий глубинности.

При этом определяющее значение для возникновения именно этой формации скарнов имеет последний фактор, поскольку только в условиях глубинных абиссальных комплексов магний обнаруживает инертное поведение в раннюю постмагматическую стадию, а типичные кальциевые силикаты известковых скарнов не возникают.

Поэтому постмагматические магнезиальные скарны приурочены исключительно к древним щитам и зонам докембрийской складчатости — к тем участкам, где среди доломитовых мраморов или доломито-гнейсовых толщ активно проявлены гранитоидный магматизм и постмагматическая деятельность.

В условиях мезо- и гипабиссальной фации магнезиальные скарны постмагматической стадии самостоятельного значения не имеют. Они проявляются там только как ранние процессы изменения уже образованных в магматическую стадию магнезиальных скарнов. Это выражается в образовании жилок оливина, пироксена, в развитии гумитов, серпентина и других магнезиальных минералов и особенно характерно — в широкой флогопитизации скарнов. Отнесение рассматриваемой формации к постмагматическим образованиям основывается на широко распространенных — типичных для формации — явлениях магнезиального скарнирования активных интрузивных пород — гранитов и пегматитов.

Среди магнезиальных скарнов постмагматической стадии выделяются два типа — биметасоматические диффузионные скарны и контактово-инфильтрационные скарны.

Биметасоматические скарны приурочены непосредственно к контакту доломитов и алюмосиликатных пород (пегматитов, гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев). Они слагают неправильные по форме, реже пластообразные, контактовые залежи зонального строения, характеризующиеся сопряженным развитием эндо- и экзоскарнов. Мощность единичных залежей обычно невелика, в пределах десятков сантиметров и первых метров (редко более).

Контактово-инфильтрационные скарны представлены эндоскарновой (апоалюмосиликатной) и экзоскарновой (аподоломитовой) фациями и обычно характеризуются некомпенсированным развитием, т. е. экзоскарны (или эндоскарны) не сопровождаются сопряженным и сопоставимым по масштабам развитием эндоскарнов (или экзоскарнов). Контактово-инфильтрационные скарновые тела имеют характер контактовых залежей, иногда пластообразного типа (это более характерно для экзоскарнов) или неправильных трещинных залежей, иногда штокверкообразного типа, приуроченных к секущим тектоническим зонам (это характерно и для эндоскарнов, и для экзоскарнов). Среди эндоскарнов встречаются и типичные секущие жилы.

Мощность контактово-инфильтрационных скарнов более значительная — от 1—2 до 8—12 *м*, иногда более. Трещинные залежи при мощности от 0,5 до 3—6 *м* иногда отходят от контакта на 100—200 *м*, прослеживаясь по простиранию на десятки и даже первые сотни метров.

Между биметасоматическими (диффузионными) и контактово-инфильтрационными скарнами постмагматической стадии существуют различные соотношения и переходные типы, различающиеся относительной ролью диффузионных и инфильтрационных процессов. Схема строения и условий образования выделенных типов скарнов показана на рис. 114.

Особенности состава, парагенезисов и режима компонентов (отсутствие миграции глинозема в экзоконтактовые зоны) позволяют уверенно отличать постмагматические магнезиальные скарны от образований магматической стадии.

Постмагматические магнезиальные скарны, характеризующиеся четкими возрастными соотношениями с другими типами скарнов, относятся к наиболее ранним скарновым образованиям постмагматической стадии. Они образуются после скарнов магматической стадии, что хорошо фиксируется явлениями пересечений, замещения и т. д. В свою очередь постмагматические магнезиальные скарны образуются ранее известковых скарнов, что также хорошо и многократно фиксировано явлениями замещения и пересечения известковыми скарнами всех магнезиально-скарновых образований.

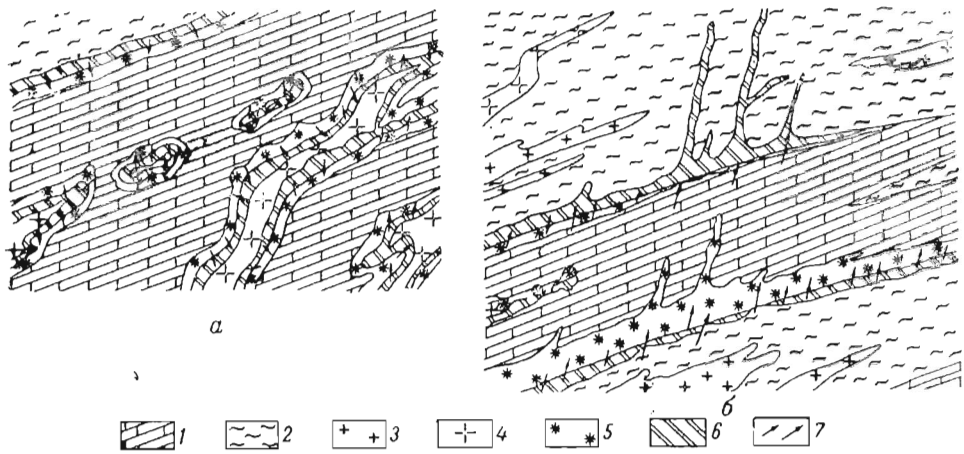


Рис. 114. Схема строения (в разрезе) и условий образования магнезиальных скарнов постмагматической стадии биметасоматического (*а*) и контактово-инфильтрационного (*б*) типа

1 — доломиты; *2* — кристаллические сланцы и гнейсы; *3* — гранитоиды; *4* — пегматиты; *5* — магнезиальные экзоскарны; *6* — магнезиальные эндоскарны и околоскарновые породы; *7* — направление течения растворов

Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования

Магнезиальные скарны постмагматической стадии более разнообразны по составу и парагенезисам по сравнению с образованиями магматической стадии.

К главным собственно скарновым минералам относятся: оливин (форстерит), клинопироксены, шпинель, флогопит, паргасит или роговая обманка, скаполит, плагиоклаз, ортоклаз, кальцит, апатит. В особых условиях возникают лазурит, гаюин, нефелин.

В отличие от магнезиальных скарнов магматической стадии, постмагматические клинопироксены характеризуются обычными свойствами и составом диопсид-геденбергитов (содержание Al_2O_3 не превышает обычно 1—2%). Обычные диапазоны железистости (f) составов минералов: пироксен 5—60, оливин, форстерит 0—10, шпинель 5—40, флогопит 0—25, паргасит 10—30. Характерна бóльшая железистость минералов в эндоскарновых и околоскарновых породах. Скаполиты по составу средние и основные, содержат 40—80% мейонитовой молекулы; плагиоклазы — 10—50% анортитовой молекулы.

Особый интерес представляют флогопиты постмагматических магнезиальных скарнов. На рис. 115 приведена диаграмма составов флогопитов в координатах коэффициентов глиноземистости $\left(al = \frac{Al}{[Si+Al] \div [\Sigma Fe+Mg+Ti+Al]}\right)$ и железистости $\left(f = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe+Mg}\right)$. На диаграмме обозначены флогопиты различных генетических групп: флогопиты измененных скарнов магматической стадии гипабиссальной фации

(*I*), флогопиты измененных скарнов магматической фации железорудных месторождений абиссальной фации (*III* — из экзоскарнов, *IV* — из эндоскарнов) и флогопиты из флогопитовых месторождений (*II*). Нетрудно видеть, что флогопиты последней группы отличаются меньшей железистостью при высоком содержании глинозема. Причем несколько меньшие содержания глинозема отличают собственно скарновые флогопиты от флогопитов, образовавшихся по магнезиальным экзоскарнам магматической стадии. В целом же состав флогопитов из флогопитовых месторождений весьма однообразен: $f=3—12$, $al=19—23$, несмотря на различие в составе исходных пород.

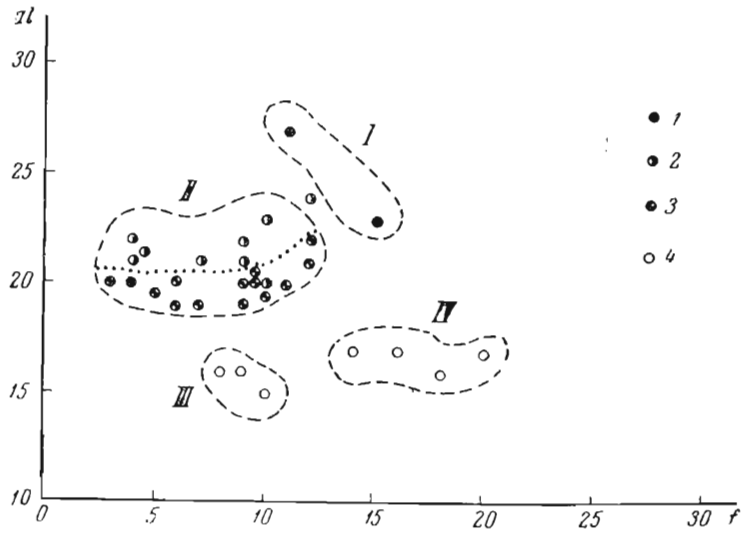


Рис. 115. Составы флогопитов постмагматических магнезиальных скарнов

1 — из измененных скарнов магматической стадии гипабиссальной фации; *2* — из измененных скарнов магматической стадии флогопитовых месторождений; *3* — из постмагматических скарнов флогопитовых месторождений; *4* — из железорудных месторождений

Приведенные анализы характеризуют преимущественно наиболее поздние «рудные» перекристаллизованные флогопиты. Это, естественно, указывает на постоянство условий процесса поздней флогопитизации.

Парагенезисы постмагматических магнезиальных скарнов отличаются известным разнообразием. Анализ парагенезисов показывает, что определяющее значение для формирования различных магнезиальных скарнов, кроме условий глубинности, имеет режим щелочности и железистости растворов.

На рис. 116 приведена схематическая диаграмма зависимости парагенезисов от химических потенциалов калия и натрия. Эта диаграмма характеризует все типы магнезиальных скарнов (включая и магнезиальные скарны магматической стадии), а также другие более редкие контактово-реакционные образования. Поле II отвечает магнезиальным скарнам магматической стадии. Поля VIII, IX, X, XI, XIII (а иногда XV, XVIII и XXI) характеризуют парагенезисы постмагматических магнезиальных скарнов. К полям V и VI относятся парагенезисы своеобразных щелочных кальцифиров, возникающих при магматическом замещении мраморов ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Полю XV отвечают парагенезисы контактово-реакционных пород, возникающих при магматическом замещении гипербазитов ийолитами.

Диаграмма показывает генетическую общность магнезиальных скарнов с другими контактово-реакционными образованиями. Образования

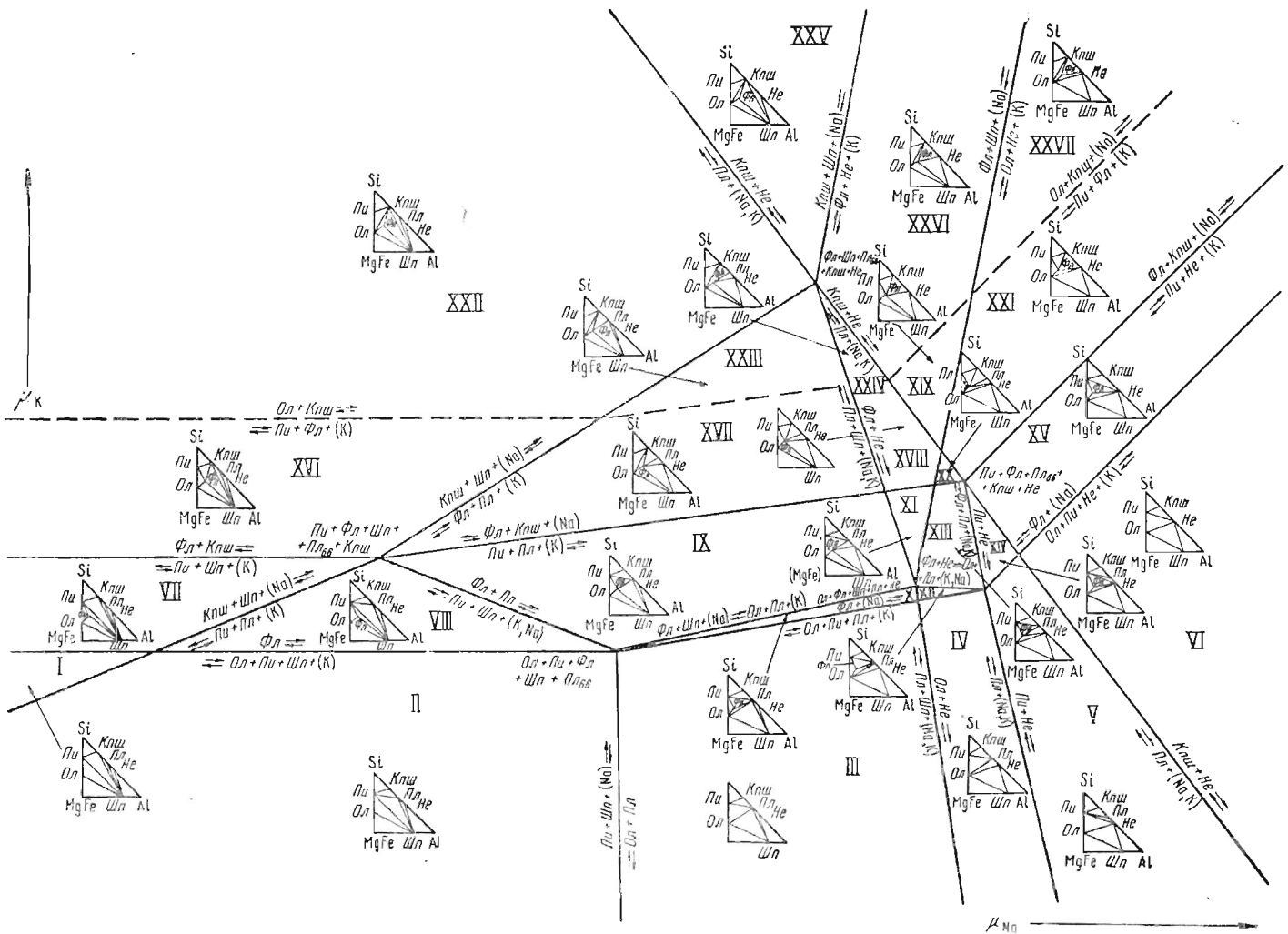


Рис. 116. Зависимость парагенезисов магнезиальных скарнов и других контактово-реакционных пород от щелочности

магматической стадии — магнезиальные скарны, щелочные кальцифиры и апогипербазитовые метасоматиты — отличаются заметным постоянством режима μ_K и μ_{Na} по сравнению с постмагматическими образованиями. Действительно, для каждого типа образований магматической стадии характерны условия одного поля щелочности: для магнезиальных скарнов — поле II, для щелочных кальцифиров — поле VI, для апогипербазитовых метасоматитов — поле XV. В то же время условия щелочности при образовании постмагматических магнезиальных скарнов заметно варьируют, охватывая поля VIII — XXI, отражая разнообразные условия щелочности постмагматических процессов.

Среди постмагматических магнезиальных скарнов парагенезис флогопита с нефелином (или с лазуритом, гаюином) характеризует более редкую группу биметасоматических лазуритовых месторождений. Все парагенезисы этих месторождений отличаются условиями повышенной щелочности — наиболее высокой среди биметасоматических месторождений. Можно выделять несколько фаций щелочности в соответствии с полями диаграммы рис. 116 и в зависимости от присутствующего фельдшпатоида (нефелин, лазурит, гаюин). Так, Д. Коржинским описаны парагенезисы поля XIV с нефелином и лазуритом, поля XV — с лазуритом, полей XVIII и XIX — с лазуритом, поля XI — с лазуритом в присутствии только плагиоклаза и без него. Однако все эти фации можно объединить в одну группу или фацию биметасоматических магнезиальных скарнов высокой щелочности.

Более распространены парагенезисы флогопитовых месторождений, отвечающие полям II, VIII, IX и XVII диаграммы рис. 116. Кроме показанных на диаграмме минералов в парагенезисах этой группы обычны скаполит (вместе или вместо плагиоклаза) и паргасит. Присутствие паргасита определяется в значительной степени химическим потенциалом железа в скарнирующих растворах. Для характеристики парагенезисов с паргаситом и скаполитом на рис. 117 приведена диаграмма М. Лицарева (1961), показывающая зависимость парагенезисов минералов флогопитовых месторождений от величин μ_K и μ_{Fe}. Эта диаграмма справедлива для большинства флогопитовых месторождений и характеризуется тремя главными областями — областью парагенезисов без флогопита и паргасита — поля I и II, областью парагенезисов с флогопитом — поля V — IX и областью парагенезисов с паргаситом — поля III — V, VII — VIII. Соответственно выделяются следующие главные фации щелочности и железистости.

1. Пироксен-шпинелевая, возникающая в условиях низкой щелочности и железистости (поле II диаграммы, рис. 117 и 118). Парагенезисам этой фации свойственны и плагиоклаз, и скаполит. Эта фация характерна для алданских, памирских и канадских месторождений.

2. Шпинель-паргаситовая, возникающая в условиях повышенной железистости и не высокой щелочности (поля III и IV диаграммы рис. 117). Распространена в алданских месторождениях.

3. Собственно флогопитовая, характеризующая наиболее «типичные» нормальные условия флогопитовых месторождений. Отличается невысокой железистостью и умеренной щелочностью. Характерна для всех флогопитоносных провинций.

4. Флогопит-паргаситовая фация, отличающаяся условиями повышенной железистости и умеренной (нормальной) щелочности. Также характерна для большинства флогопитоносных провинций.

Все выделенные фации являются одновременными образованиями, т. е. в условиях, различающихся по режиму химических потенциалов щелочей и железа, одновременно могут возникать все фации. Вместе с тем наблюдается определенная тенденция соотношений этих фаций во времени, когда в средние этапы процесса преимущественно образуется флогопитовая фация, а в заключительные — фации с паргаситом. Это

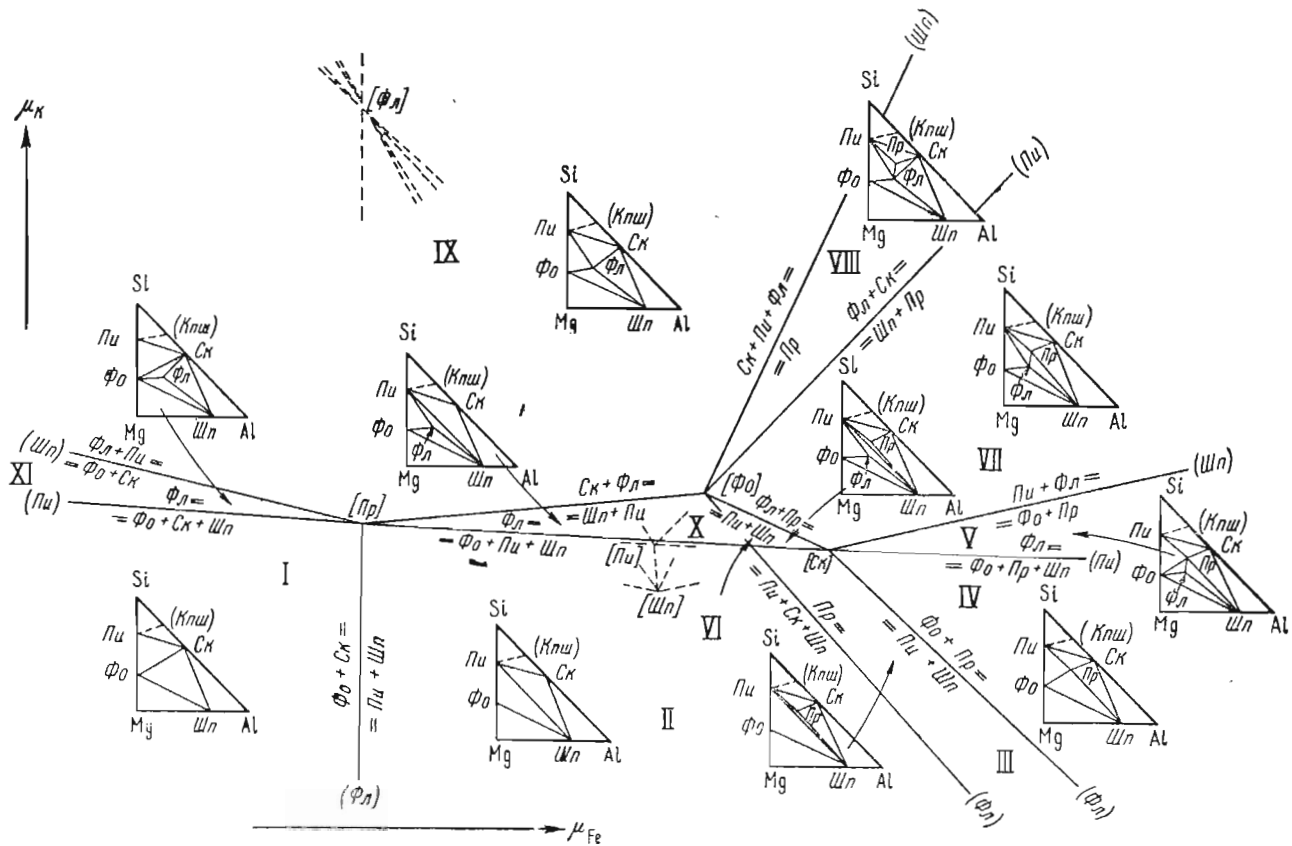


Рис. 117. Диаграмма парагенезисов минералов постмагматических магнезиальных скарнов

выражается и в наблюдаемых явлениях более позднего образования флогопита и паргасита, развивающихся с замещением более ранних минералов. Эти явления указывают на определенное изменение скарнирующих растворов. При сопоставлении составов ранних и более поздних минералов видно, что главное изменение скарнирующих растворов

$$H\,H_2O, CO_2, SO_3, Cl, K_2O, Na_2O, O_2, Ca, Fe \mid Mg, Si, P \parallel Al, Ti$$

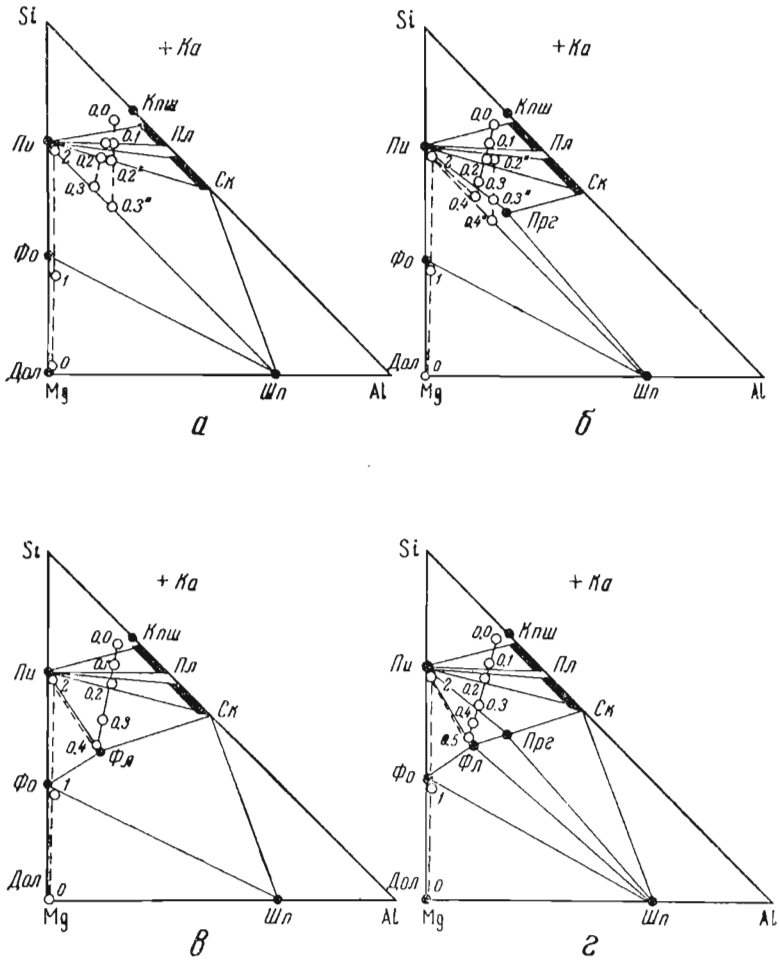


Рис. 118. Диаграммы состав — парагенезис различных фаций постмагматических магнезиальных скарнов

а — пироксен-шпинелевая фация; *б* — паргасит-шпинелевая фация; *в* — флогопитовая фация; *г* — паргасит-флогопитовая фация

состоит в некотором возрастании их кислотности в течение магнезиально-скарнового процесса. Это особенно наглядно видно, если мы сравним условные потенциалы ионизации (y) минералов по парагенезисам, которые могут служить мерой кислотности минералов. Возрастание условных потенциалов ионизации, которое наблюдается при замещении пироксена и шпинели ($y=183$) флогопитом ($y=185$), флогопита ($y=185$) паргаситом ($y=187$), указывает на возрастание кислотности.

Парагенезисы постмагматических магнезиальных скарнов позволяют достаточно уверенно определить температурный диапазон их формирования. В соответствии с главными экспериментальными данными, приведенными на диаграмме рис. 112, верхний температурный предел

ограничивается температурами солидуса гранитов и пегматитов; нижний температурный предел — температурами устойчивости форстерита, пироксена и шпинели. Труднее для постмагматических магнезиальных скарнов точно оценить интервал глубинности образования. На основании оценки экспериментальных данных по $T-P$ устойчивости различных абиссофобных минералов (периклаза, волластонита и т. д.), кривых $T-P$ устойчивости слюд, пиральспитовых гранатов и т. д. верхнюю границу распространения постмагматических магнезиальных скарнов следует провести где-то около 15 *км* (12—15 *км*). Нижний предел экспериментально не ограничен и принимается условно в 30—40 *км*. Тогда температурный интервал достаточно уверенно определится как 450—600 (625)° С.

Образование постмагматических магнезиальных скарнов происходит в результате контактово-реакционного взаимодействия алюмосиликатных пород и доломитов при посредстве высокотемпературных постмагматических растворов. Это взаимодействие осуществляется или диффузионным, или инфильтрационным путем. В первом случае при просачивании растворов по контакту химически неравновесных сред — доломитов и алюмосиликатных пород — происходит встречная диффузия магния и кремния. В зоне встречной диффузии вследствие различной активности виртуальных компонентов магния, кремния и алюминия возникает несколько реакционных зон, замещающих и доломиты и алюмосиликатные породы (биметасоматоз). Эти реакционные биметасоматические зоны сложены различными минералами, устойчивыми при определенных для данной зоны соотношениях активностей магния, кремния и алюминия.

При инфильтрационном взаимодействии высокотемпературные растворы, просачиваясь по какой-либо среде (например, по доломитам), насыщаются содержащимися в ней компонентами (в данном случае магнием и кальцием). Вступая в другую среду, химически неравновесную с первой (в данном случае в алюмосиликатные породы), они отлагают привнесенные компоненты (Mg и Ca), которые вместе с компонентами замещаемой породы (Si, Al) и подвижными компонентами раствора (Fe, K, Na) образуют реакционные контактово-инфильтрационные тела скарнов. В различных участках зоны контактово-реакционного взаимодействия устанавливается разное соотношение концентраций и активностей виртуальных компонентов, вследствие чего возникает несколько реакционных зон, сложенных различными минералами. Инфильтрационный перенос компонентов нередко сопровождается и осложняется попутной и встречной диффузией компонентов, и в зависимости от структурно-тектонических факторов (скорость течения растворов, залегание контакта и т. д.) могут существовать все переходы между чисто диффузионными и чисто инфильтрационными типами.

Метасоматическая зональность возникает, таким образом, вследствие реакционного взаимодействия виртуальных компонентов, вызываемого воздействием высокотемпературных растворов. Соответственно особенности зональности будут определяться: а) режимом взаимодействующих виртуальных компонентов и механизмом их перемещения; б) общим режимом воздействующих растворов, их щелочностью, железистостью, т. е. будут зависеть от общих фациальных условий протекания процесса.

В соответствии с выделенными фациями представлены следующие главные типы метасоматических колонок постмагматических скарнов.

A						
00	01	02	03	2	1	0
Ал—си—Т[1]	Пи+Пл+Ск или Орт	Пи+Ск	Пи+Шп	Пи	Фо+Ка	Дол

[1] Ал — си — Т — условное обозначение любой алюмосиликатной породы

Б

00	01	02	03	04	2	1	0
Ал—си—т	Пи+Пл+Ск или Орт	Пи+Ск	Пи+Прг	Пи+Шп	Пи	Фо+Ка	Дол

В

00	01	02	03	04	2	1	0
Ал—си—т	Пи+Пл+Ск или Орт	Пи+Ск	Пи+Фл	Фл	Пи	Фо+Ка	Дол

Г

00	01	02	03	04	05	2	1	0
Ал—си—т	Пи+Пл+Ск или Орт	Пи+Ск	Пи+Прг	Пи+Фл	Фл	Пи	Фо+Ка	Дол

Двойной чертой отделены эндоскарновые зоны (нумерация зон: 01, 02.....) и экзоскарновые зоны (нумерация 1, 2). На схемах приведены наиболее полные и типичные колонки. В реальных природных колонках могут наблюдаться случаи выпадения отдельных зон (например, зоны 2, зоны 04 и 03) или появление дополнительных зон (например, зоны пироксенового кальцифира вместо или вместе с зоной 2) и т. д.

Изменение минерального и химического состава пород по зонам колонок показано на рис. 118, где на соответствующих диаграммах состав — парагенезис нанесены средние составы пород по зонам.

Контактово-инфильтрационные залежи постмагматических магнезиальных скарнов характеризуются теми же типами зональности. Но в этом случае могут возникать некомпенсированные эндо- или экзоскарновые колонки или колонки с подчиненным развитием сопряженных скарнов. В соответствии с общими закономерностями инфильтрационные колонки отличаются постоянным минеральным составом, а наблюдаемые колебания количественных соотношений минералов вызваны такситовым сложением пород.

Рассматривая главные черты химизма процессов образования постмагматических магнезиальных скарнов, отметим следующее. Образование экзоскарнов вызывается привносом кремнезема и сопровождается частичным выносом магния и кальция. Напротив, при образовании эндоскарнов происходит привнос магния и кальция и вынос кремнезема. Характерно, что при этом процессе миграция глинозема ограничивается небольшими местными перемещениями в пределах эндоскарновых зон (включая зоны околоскарновых пород). Выноса глинозема в экзоскарновую зону не происходит, и этим постмагматические магнезиальные скарны существенно отличаются от магнезиальных скарнов магматической стадии.

Образование магнезиальных скарнов постмагматической стадии проходило в условиях изохорического изотермического инфильтрационного или диффузионного метасоматических процессов, т. е. при произвольном, но определенном значении температуры, химических потенциалов (диффузионный процесс) или концентраций (инфильтрационный процесс) вполне подвижных компонентов.

Факторы равновесия: T, V, p^f, m_a.... m_i, μ_j.... μ_x или C_j.... C_x. Ряд подвижности компонентов H_2O, CO_2, SO_3, Cl, K_2O, Na_2O, CaO, O_2, Fe|Mg, Si, P‖Al, Ti. Одной вертикальной чертой отделены (справа) компоненты, инертные в одной из зон, двумя — инертные во всех зонах колонки.

Зональность рассматриваемых скарнов относится и к основному типу, и главным образом — к типу дополнительной зональности, возникновение которой вызвано изменением в растворах концентрации вирту-

альных кремния и магния или содержания инертных без изменения характера подвижности (и числа фаз).

Условия образования постмагматических магнезиальных скарнов достаточно разнообразны по режиму щелочности и железистости растворов, но однотипны для всех скарновых провинций земного шара.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Геологическая позиция и общая характеристика

Согласно приведенному выше определению, к известковым скарнам относятся метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами и возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных и интрузивных или других алюмосиликатных пород при посредстве постмагматических растворов. Известковые скарны характеризуются одинаковой геологической и генетической позицией и составляют, таким образом, одну метасоматическую формацию [1].

Условия локализации известковых скарнов определяются: а) наличием контактов алюмосиликатных и карбонатных пород; б) расположением в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий; в) нахождением в участках циркуляции постмагматических гидротермальных растворов; г) зависимостью реакций минералообразования и режима кальция и магния от условий глубинности.

Последний фактор имеет решающее значение для геохимического облика возникающей формации. Вследствие абиссофобности главных кальциевых силикатов и зависимости режима кальция и магния от глубинности — в условиях абиссальной фации типичные известковые скарны не образуются. В условиях абиссальной фации в постмагматическую стадию возникают контактово-реакционные магнезиальные скарны, а известково-скарновые образования представлены своеобразными сильно железистыми пироксеновыми и андрадитовыми инфильтрационными эндоскарнами, представляющими наиболее поздние скарновые образования.

В условиях гипабиссальной и мезоабиссальной фаций постмагматические магнезиальные скарны не имеют самостоятельного значения, а известково-скарновый процесс проявлен очень широко и ярко. Поэтому для формации известковых скарнов типичны условия гипабиссальной и мезоабиссальной фаций.

Известковые скарны образуются в контакте с любыми карбонатными породами — известняками, доломитами, известковыми сланцами, песчаниками, мергелями и другими существенно карбонатными породами. Алюмосиликатной средой являются активные интрузивные породы, эффузивы, сланцы и т. д., но обязательно расположенные в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий. Для образования мощных скарновых тел особенно благоприятны участки многократного чередования карбонатного и алюмосиликатного материала, характерные для сложных осадочно-эффузивных толщ или возникающие в зоне густой инъекции и интрузии карбонатных пород магматическим материалом.

Известковые скарны связаны с самыми разнообразными по составу и геологическому положению интрузиями. Контактово-реакционные скарны не распространены, пожалуй, только в контактах с гипербазитами

---

[1] Кроме формации известковых скарнов, выделяется, как уже отмечалось, формация автореакционных скарнов. Эти образования, также сложенные главным образом известково-скарновыми минералами, имеют самостоятельное генетическое значение и рассматриваются в следующем разделе.

(но зато для массивов гипербазитов обычны автореакционные скарны). Тем не менее, несомненно устанавливается преимущественная связь известковых скарнов с гранитоидными интрузиями и с более кислыми дифференциатами габбро-перидотитовой формации (см. рис. 105).

Генетическая связь скарновых месторождений с интрузиями определяется ролью интрузий, как источника тепла, и растворов, необходимых для контактово-реакционного взаимодействия, как источника вещества, необходимого для образования и оруденения скарнов, и, наконец, как исходной среды, участвующей в контактово-реакционном взаимодействии во многих скарновых телах.

Известковые скарны — постмагматические образования. Их взаимоотношения с активными интрузиями четко устанавливаются многократно наблюдаемыми явлениями скарнирования интрузий. Соотношения известковых скарнов с дайковой формацией или с отдельными возрастными группами малых интрузий в случае связи скарнов с этой магматической формацией могут быть сложными. Наиболее типичными являются следующие соотношения. Известковые скарны образуются одновременно и позже аплитов и лампрофиров, параллельно с внедрением дайковой формации, но раньше поздних членов дайковой серии, чаще представленных различными порфиритами. Образование известковых скарнов происходит параллельно с внедрением малых интрузий, обнаруживая предпочтительную связь с ранними представителями формации.

Образование известковых скарнов протекает при обязательном участии постмагматических гидротермальных растворов. При этом, естественно, пути и интенсивность фильтрации предопределяются в значительной степени структурно-тектоническими особенностями строения контактовых полей.

Вследствие рассмотренных генетических особенностей для локализации известковых скарнов более благоприятными оказываются:

1. Геологические комплексы ранних (но не начальных) этапов геосинклинального развития с мощными эффузивно-осадочными толщами и многоэтапными интрузиями кислых дифференциатов габбро-перидотитовой формации. Примеры скарновых месторождений в этом комплексе многочисленны, но, пожалуй, наиболее яркий — скарново-железорудные и скарново-медные месторождения Среднего и Северного Урала.

2. Геологические комплексы среднего этапа геосинклинального развития, характеризующиеся образованием мощных карбонатных толщ и интенсивным магматизмом гранитоидной формации. Примерами могут служить скарново-шеелитовые месторождения Средней Азии, Северного Кавказа и других районов в СССР, штатов Калифорния и Невада в США и т. д.

3. Области интенсивного проявления магматизма, поздних этапов геосинклинального цикла в пределах карбонатных или эффузивно-карбонатных толщ, образованных в более ранние этапы (или даже циклы) геосинклинального развития. Наиболее яркий пример — скарново-полиметаллические месторождения Западного Карамазара (Средняя Азия).

Известковые скарны и известково-скарновые месторождения характерны для всех геосинклинальных эпох — от протерозойской до альпийской. Архейские комплексы не характерны, за исключением участков проявления в архейских мраморах молодого магматизма.

В зависимости от механизма образования, определяемого характером переноса виртуальных компонентов, можно выделять два типа известковых скарнов: а) диффузионный (биметасоматический), б) контактово-инфильтрационный.

Наиболее распространен среди известковых скарнов биметасоматический, существенно диффузионный тип скарнов. Как и рассмотренные выше диффузионные магнезиальные скарны, биметасоматические известковые скарны образуются в условиях, когда при просачивании высоко-

температурных растворов по контакту химически неравновесных сред (карбонатной и алюмосиликатной) происходит диффузия кремния и алюминия в карбонатную породу, а кальция — в алюмосиликатные породы и в результате в зоне встречной диффузии возникают контактово-реакционные тела известковых скарнов.

В зависимости от состава замещаемых скарнами пород различают: а) экзоскарны — скарны по карбонатным породам; б) скарноиды — экзоскарны, образованные по карбонатным породам, содержащим примесь исходного алюмосиликатного материала; в) эндоскарны — скарны по алюмосиликатным породам; г) околоскарновые породы — эндоскарновые породы существенно полевошпатового состава.

Биметасоматические скарновые тела залегают в виде пластообразных, линзообразных и неправильной формы контактовых залежей мощностью от долей метра до 15—20 *м*. Сложно образованные скарновые тела имеют обычно неправильную форму, сложное строение и значительные мощности, достигающие сотен метров.

Другой крайний тип — контактово-инфильтрационные скарны — возникают в результате одностороннего переноса виртуальных компонентов. Различаются эндоскарновая (апоалюмосиликатная) и экзоскарновая (апокарбонатная) фации контактово-инфильтрационных скарнов. Следует различать компенсированный и некомпенсированный типы скарновых тел.

К компенсированному типу контактово-инфильтрационных скарнов относятся скарновые тела, в которых осуществляется сопряженное, хотя и пространственно разобщенное образование эндо- и экзоскарнов. В этом случае компоненты, освобождающиеся при скарнировании одной среды, расходуются на скарнирование другой среды.

Некомпенсированный тип контактово-инфильтрационных скарнов характеризуется отсутствием сопряженных эндо- и экзоскарнов. Скарновые тела этого типа возникают в условиях, когда контактируют значительные массивы алюмосиликатных и карбонатных пород.

Наконец, по морфологическим и генетическим особенностям следует различать контактово-инфильтрационные скарны: а) жильного типа; б) фронтального типа.

Жильный тип представлен трубообразными, неправильными жильными телами и типичными жилами. Мощность их обычно невелика, но некоторые скарновые «трубы» достигают в поперечнике 15—20 *м*. По падению жильные скарны прослеживаются на расстоянии 100—200 *м* и более.

Фронтальный тип представлен контактовыми телами, приуроченными к кровле крупных гранитоидных массивов. Мощность их от одного-двух до 20 *м* и более.

Изучение структурно-тектонических условий локализации биметасоматических и жильного типа контактово-инфильтрационных скарнов (Чернышев, 1961) показывает следующее. Размещение биметасоматических скарнов контролируется тектоническими зонами с интенсивной преимущественно пластической деформацией пород. Зоны пластической деформации предпочтительнее развиваются в наиболее прогретых участках, прилегающих к интрузивным массивам или располагающихся в участках скопления даек. Жильные контактово-инфильтрационные скарны приурочены к трещинам скалывания, зонам сколовой трещиноватости и к участкам пересечения трещин и зон. Соответствующие структуры характерны для менее прогретых участков скарновых полей и обычно располагаются на некотором удалении от зон развития биметасоматических скарнов.

Фронтальный тип занимает особое положение среди контактово-инфильтрационных скарнов. Скарны этого типа располагаются в кровле крупных гранитоидных массивов, и для возникновения этого типа скар-

нов (вместо обычных биметасоматических) благоприятны условия интенсивного потока в участках пологих контактов кровли.

На рис. 119 показаны схемы строения и условий образования главных типов известковых скарнов.

Известковые скарны возникают в широком диапазоне температур, глубин и величин химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Соответственно весьма разнообразны различные минеральные фации скарнов.

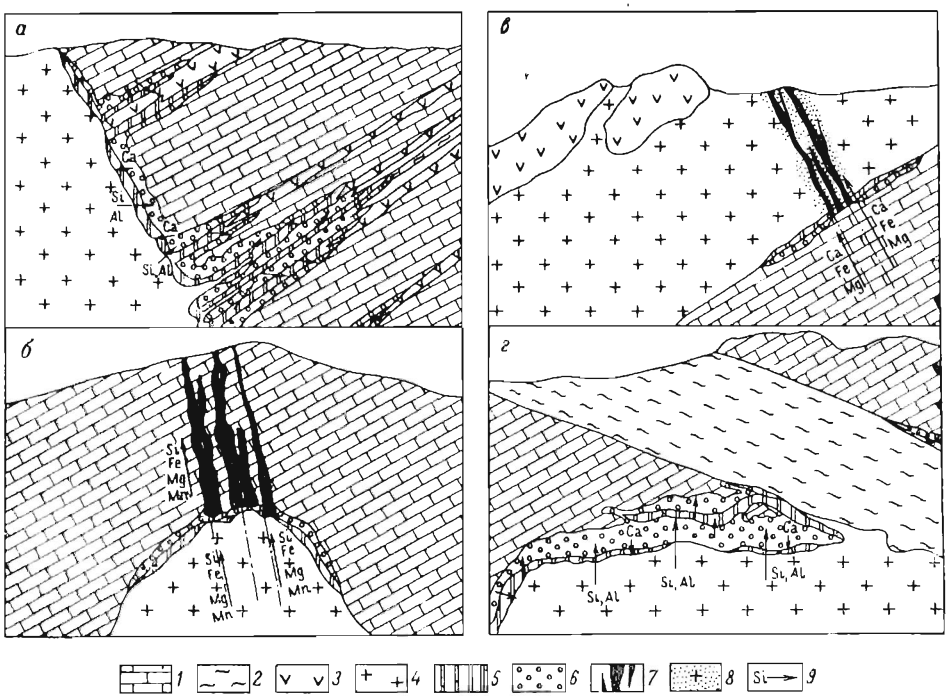


Рис. 119. Главные геологические типы известковых скарнов

а — биметасоматические; *б* — контактово-инфильтрационные жильные экзоскарны; *в* — контактово-инфильтрационные жильные эндоскарны; *г* — контактово-инфильтрационные фронтальные скарны *1* — карбонатные породы; *2* — сланцы; *3* — эффузивы; *4* — гранитоиды; *5* — контактовые эндоскарновые и околоскарновые породы; *6* — контактовые экзоскарны; *7* — жильные скарны; *8* — жильные околоскарновые породы; *9* — направление переноса компонентов в растворах

Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования

Минеральная ассоциация известковых скарнов весьма разнообразна, однако число широко распространенных собственно скарновых минералов невелико. К ним относятся гранаты ряда гроссуляр — андрадит, пироксены серии диопсид — геденбергит — иогансенит, волластонит, родонит, везувиан, эпидоты, скаполиты, плагиоклазы, калиевый полевой шпат и в качестве акцессорных обычны сфен и апатит. Среди редких скарновых минералов, образующихся в специфических условиях, можно указать на монтичеллит, мервинит, спёррит, мелилиты, куспидин, кюстерит, бустамит и другие относительно высокотемпературные кальциевые силикаты.

Существуют определенные особенности состава и парагенезисов скарновых минералов, образованных в различных месторождениях и в разных условиях.

Пироксены известковых скарнов представлены преимущественно минералами серии диопсид — геденбергит — иогансенит (рис. 120). Чистые иогансениты, мангандиопсиды и магнезиоиогансениты встречаются редко и преимущественно в безрудных скарнах. Относительно редки и

безрудны чисто диопсидовые скарны. Пироксены железорудных и медных месторождений представлены обычно салитами (от $Ди_{80}Гед_{20}$ до $Ди_{40}Гед_{60}$). Из примесей в этих пироксенах обычны небольшое содержание молекул Чермака и эгирина. Пироксены молибден-вольфрамовых месторождений представлены преимущественно геденбергитами с примесью иогансенитовой молекулы до 20%. Для пироксенов скарново-по-

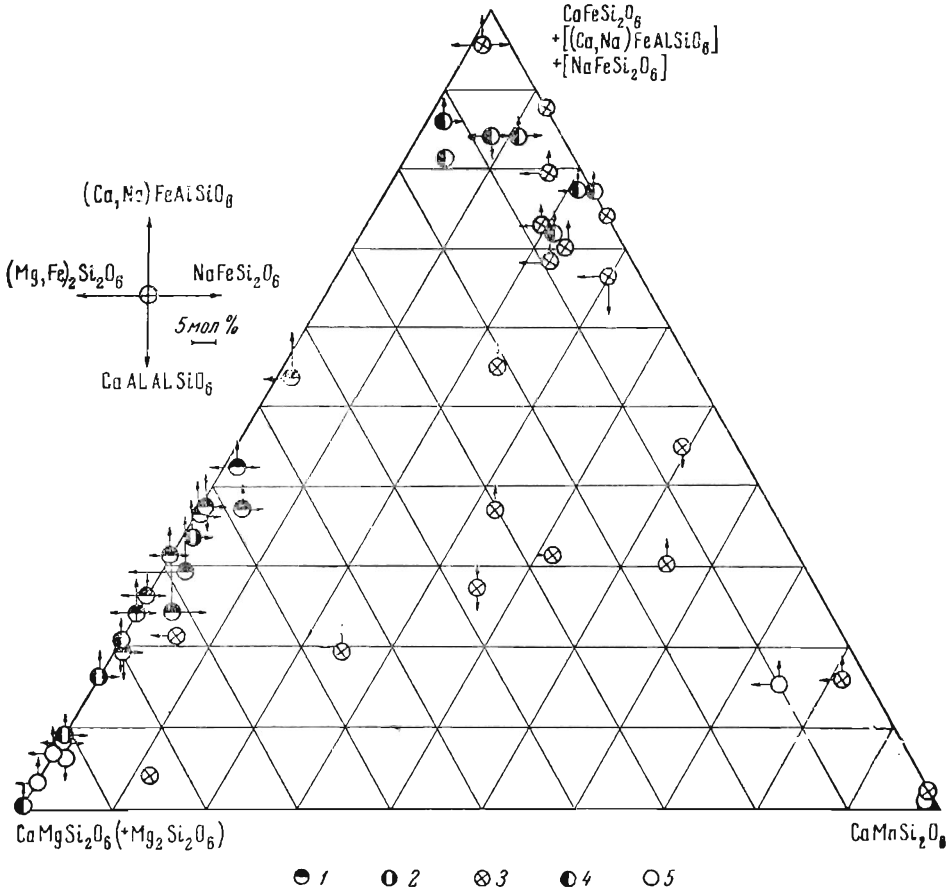


Рис. 120. Пироксены известковых скарнов из различных месторождений

1 — из железорудных месторождений; *2* — из медных месторождений; *3* — из полиметаллических месторождений; *4* — из молибдено-вольфрамовых месторождений; *5* — из безрудных скарнов

лиметаллических месторождений характерны широкие вариации по железистости и значительные содержания иогансенитовой молекулы. Наиболее типичны для этих месторождений мангансалиты и мангангеденбергиты, встречаются и редкие типы (иогансенит, джефферсонит, бустамит и т. д.).

Устанавливается следующее общее правило, справедливое для всех известково-скарновых образований: при самом различном и разном для отдельных месторождений общем уровне железистости относительная железистость пироксенов из экзоскарнов всегда выше, чем пироксенов из эндоскарнов данной залежи.

Кроме охарактеризованных пироксенов, значительно реже и в специфических условиях (в инфильтрационных эндоскарнах) встречаются сильно глиноземистые (с содержанием 4—13 вес. % Al_2O_3) пироксены,

которые могут быть отнесены к диопсид-авгитам, салит-авгитам и ферриавгитам.

Гранаты известковых скарнов представлены всеми разновидностями от чистого гроссуляра до чистого андрадита. Однако статистическая обработка материала (Н. Соболев) показывает преимущественное распространение гранатов трех групп: 1) существенно гроссуляровые (5—30 мол. % андрадита); 2) промежуточные гранаты (50—65 мол. % андрадита); 3) андрадиты (85—100 мол. % андрадита). Примесь пиральспитовых гранатов повсеместна и обычно невелика (не более 8—10 мол. %), и только в некоторых гранатах достигает 15—25 мол. %.

Гранаты скарновых молибден-вольфрамовых месторождений (рис. 121) выделяются существенно гроссуляровым составом и значительной примесью пиральспитовых молекул (8—22%). Гранаты скарново-полиметаллических, скарново-железорудных и скарново-медных месторождений представлены промежуточными по составу (30—60 мол. % андрадита) и более железистыми разностями (65—85 мол. % андрадита). Среди безрудных скарнов преобладают промежуточные по составу и более глиноземистые гранаты (20—60 мол. % андрадита).

Для всех биметасоматических скарновых месторождений соблюдается общее правило, согласно которому гранат эндоскарнов всегда более глиноземистый, чем гранат экзоскарнов (но не скарноидный). Четко обособляются существенно андрадитовые гранаты (85—100 мол. % андрадита), которые являются наиболее поздними скарновыми образованиями и возникают в процессе инфильтрационной андрадитизации различных по составу скарнов.

Особый интерес представляет характеристика составов пироксена и граната, сосуществующих в различных скарновых месторождениях. Анализ диаграммы корреляции железистости сосуществующих пироксена и граната (рис. 122), построенной для скарновых месторождений различных типов, показывает следующее.

1. Несомненно устанавливаются хорошие корреляционные зависимости между составами сосуществующих пироксена и граната. Это указывает на протекание процесса скарнообразования в условиях термодинамического равновесия, а отклонение от корреляционного соответствия служит, как и в общем случае, признаком непарагенных соотношений минералов.

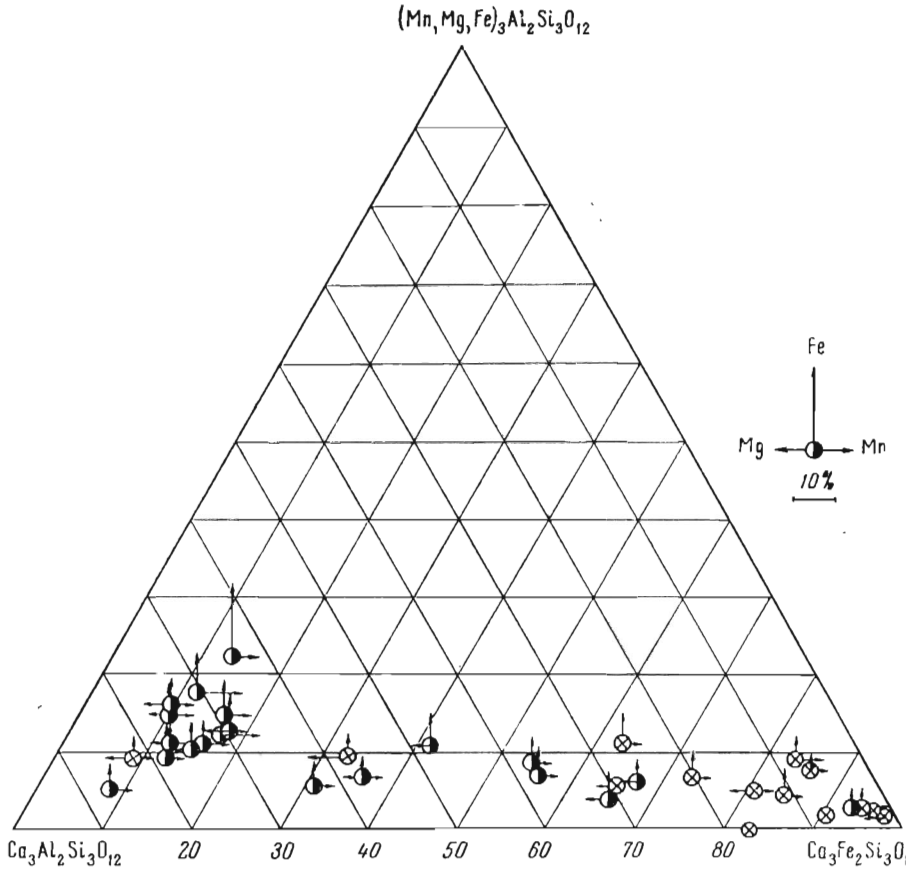
2. Составы сосуществующих пироксена и граната могут меняться в широких пределах: от парагенезиса гроссулярового граната с геденбергитом до парагенезиса маложелезистого салита с андрадитом.

3. Для каждого из скарновых месторождений характерна своя особая корреляционная зависимость. Для однотипных скарновых месторождений эти зависимости близки. Устанавливается, что для скарново-шеелитовых, скарново-молибденит-шеелитовых месторождений типа Майхуры и Тырны-Ауза характерен парагенезис геденбергитового пироксена с гроссуляровыми гранатами:

$$K_p = \frac{N_{Fe}^{Пи}}{1 - N_{Fe}^{Пи}} : \frac{N_{Fe}^{Гр}}{1 - N_{Fe}^{Гр}} = \text{от } 6{,}5 \text{ до } 40.$$

Для скарново-полиметаллических и скарново-железорудных месторождений обычны такие соотношения, когда железистый гранат ассоциирует с салитами (K_p = от 0,06 до 0,29). Распространены также и различные промежуточные соотношения.

Можно предполагать следующую обменную реакцию, проходящую в водном растворе и определяющую соотношения железистости пироксена и граната: диопсид + андрадит + $[Al(OH)_3]$ + $[H^+]$ + $[e^-]$ ⇄ геденбергит + гроссуляр + $[Mg(OH)_2]$ + $[H_2O]$.



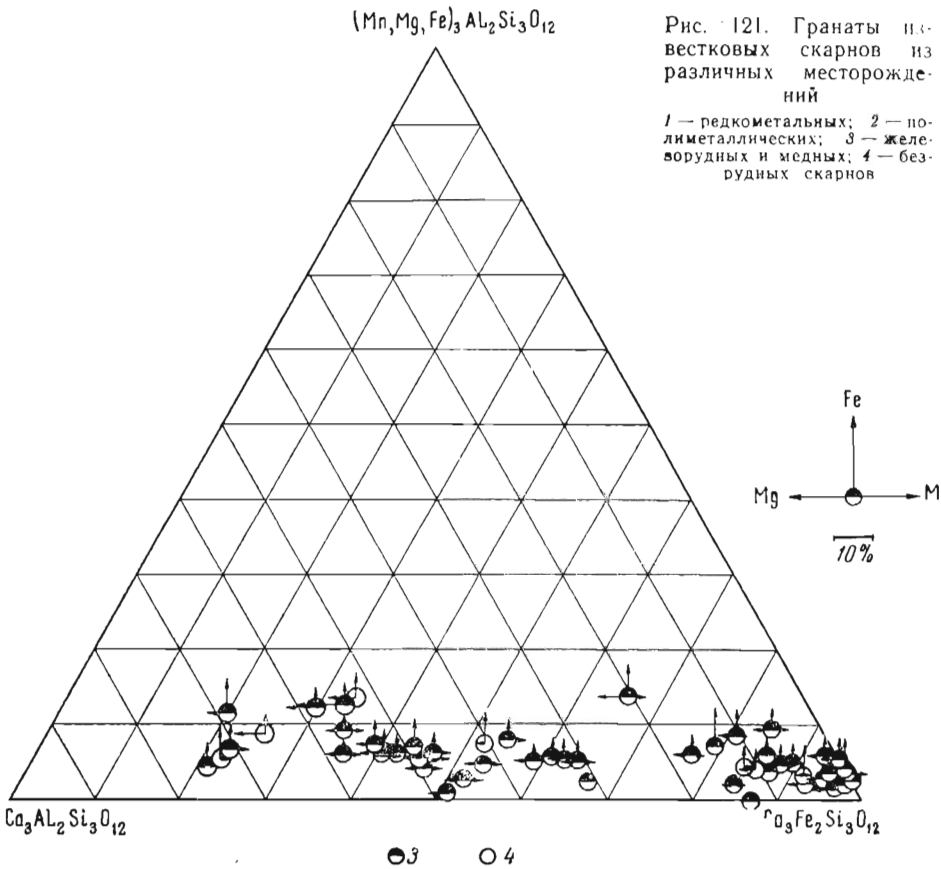


Рис. 121. Гранаты известковых скарнов из различных месторождений

1 — редкометальных; *2* — полиметаллических; *3* — железорудных и медных; *4* — безрудных скарнов

Приняв с известным приближением активности гидроокисей алюминия, магния и воды постоянными, главные зависимости можно выразить следующей формулой:

$$\frac{N_{Fe}^{Пи}}{1-N_{Fe}^{Пи}} : \frac{N_{Fe}^{Гр}}{1-N_{Fe}^{Гр}} = K_p' [H^+] [e^-] = K_p .$$

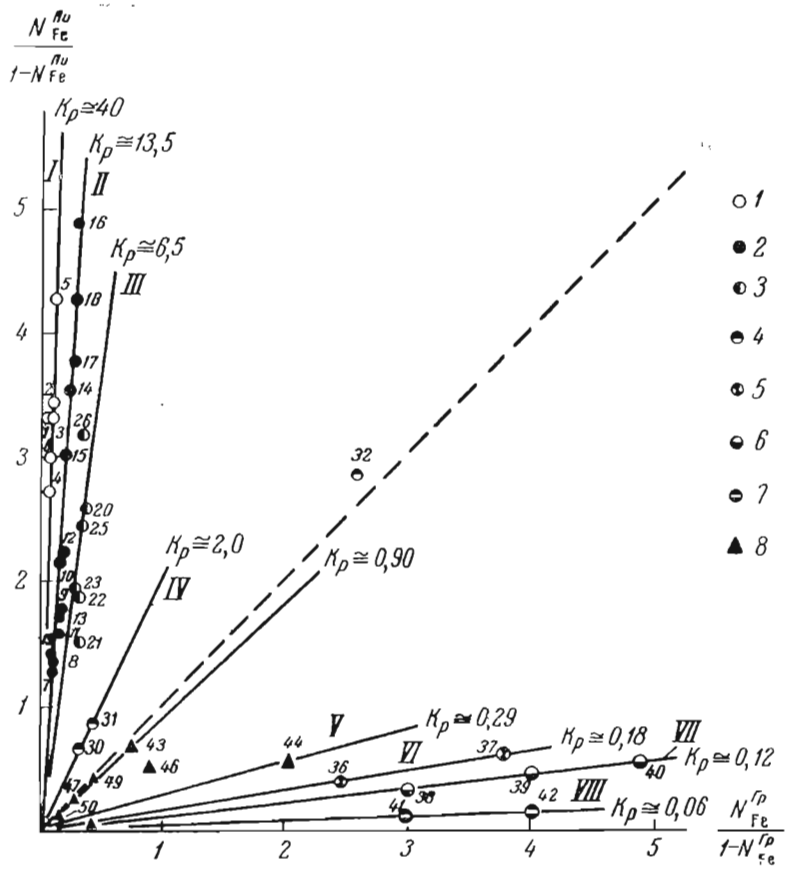


Рис. 122. Корреляция железистости пироксенов и гранатов, сосуществующих в различных скарновых образованиях

1 — месторождение Ингичке; *2* — месторождение Майхура; *3* — месторождение Тырны-Ауз; *4* — Дзамское месторождение, по данным М. Купарадзе; *5* — месторождение Алтын-Топкан; *6* — Гаринское месторождение, по данным Г. Нечкина; *7* — Иттюйское месторождение, по данным Н. Охапкина; *8* — другие месторождения

Железистость сосуществующих пироксена и граната определяется температурой (K'_p зависит главным образом от температуры), режимом кислотности и окислительно-восстановительными условиями.

При этом существенно следующее: 1) для большинства известковых скарнов можно уверенно говорить о близких температурах образования, во всяком случае для парагенезиса пироксена и граната; 2) Д. Коржинским (1964) показано, что в глубинных условиях (т. е. не в приповерхностной фации) реакции минералообразования протекают при относительном постоянстве восстановительного потенциала вследствие буферных реакций водного раствора; в таких условиях окислительно-восстановительные реакции будут зависеть от активности кислорода, которая, в свою очередь, будет определяться кислотностью раствора; 3) наконец, важно, что при этом непосредственное изменение кислотности или вызываемое ею изменение активности кислорода будут оказы-

вать однозначное влияние на соотношение железистости пироксена и граната.

Таким образом, железистость сосуществующих пироксена и граната зависит главным образом от кислотности растворов и является, естественно, показателем этой кислотности. Повышение кислотности вызывает изменение распределения железа между сосуществующими фазами, приводя к увеличению железистости пироксена и уменьшению железистости граната. Повышение основности приводит к обратным соотношениям.

Соответственно в зависимости от соотношения железистости пироксена и граната можно выделять:

1) фацию повышенной кислотности, когда $\frac{N_{Fe}^{Пи}}{1-N_{Fe}^{Пи}} \gg \frac{N_{Fe}^{Гр}}{1-N_{Fe}^{Гр}}$;

2) фацию нормальной кислотности, когда $\frac{N_{Fe}^{Пи}}{1-N_{Fe}^{Пи}}$ и $\frac{N_{Fe}^{Гр}}{1-N_{Fe}^{Гр}}$ близки;

3) фацию пониженной кислотности, когда $\frac{N_{Fe}^{Пи}}{1-N_{Fe}^{Пи}} \ll \frac{N_{Fe}^{Гр}}{1-N_{Fe}^{Гр}}$.

Фации кислотности скарнов приобретают весьма важное значение в связи с тем, что они характеризуют общую геохимическую особенность гидротермального цикла и могут являться индикатором последующих процессов оруденения. Так, например, фации повышенной кислотности скарнов устанавливаются для месторождений Ингичке, Тырны-Ауз и других, которые отличаются интенсивным развитием процессов кислотной стадии с соответствующим молибден-вольфрамовым или вольфрамовым оруденением. Для скарново-магнетитовых месторождений, наоборот, характерны фации пониженной кислотности, и т. д.

Другим парагенезисом, важным для определения глубинности скарнов и вообще метаморфических и метасоматических образований, является парагенезис скаполита и плагиоклаза. Проблемой составов сосуществующих скаполита и плагиоклаза занимались Д. Коржинский, Т. Барт, А. Шоу, А. Маракушев и другие исследователи. Проведенное автором изучение сосуществующих составов этих минералов в скарновых месторождениях и сопоставление данных других исследователей позволило прийти к новым представлениям.

На рис. 123 представлена диаграмма корреляционной зависимости, где показана (сплошными линиями и пунктиром) авторская интерпретация имеющихся данных. Несомненно, устанавливается различный состав скаполитов и плагиоклазов, сосуществующих в разных комплексах. Определим главные зависимости из обменной реакции между скаполитом и плагиоклазом.

Упрощенную схему реакции [1] можно представить в следующем виде:

мариалит + анортит + 0,33CaO + 0,33CO_2 ⇄ мейонит + альбит + 0,33 NaCl.

Равновесие реакции определится следующим уравнением, связывающим активности компонентов в растворе и константу равновесия:

$$\frac{N_{Me}^{Ск}}{1-N_{Me}^{Ск}} : \frac{N_{Ан}^{Пл}}{1-N_{Ан}^{Пл}} = K_p^0 \frac{[CaO]^{0,33}[CO_2]^{0,33}}{[NaCl]^{0,33}}.$$

Как следует из уравнения, равновесие скаполит ⇄ плагиоклаз зависит от температуры (от температуры главным образом зависит K^0_p), давления (глубинности), активности кальция и натрия, хлора и углекислоты. Для парагенезисов скарновых и высокотемпературных мета-

[1] Принят идеализированный состав скаполита, где не учтены второстепенные анионные группы.

морфических комплексов можно принять с известным допущением постоянство температуры и активности кальция.

Тогда главное значение приобретают активность углекислоты (глубинность), активность щелочей и хлора в растворе. При этом совершенно явно выступает зависимость составов сосуществующих скаполита и плагиоклаза от глубинности формирования комплексов. Возрастание активности (давления) углекислоты с глубиной вызовет увеличение содержания мейонитовой молекулы в скаполите за счет уменьшения содержания анортитовой молекулы в плагиоклазе.

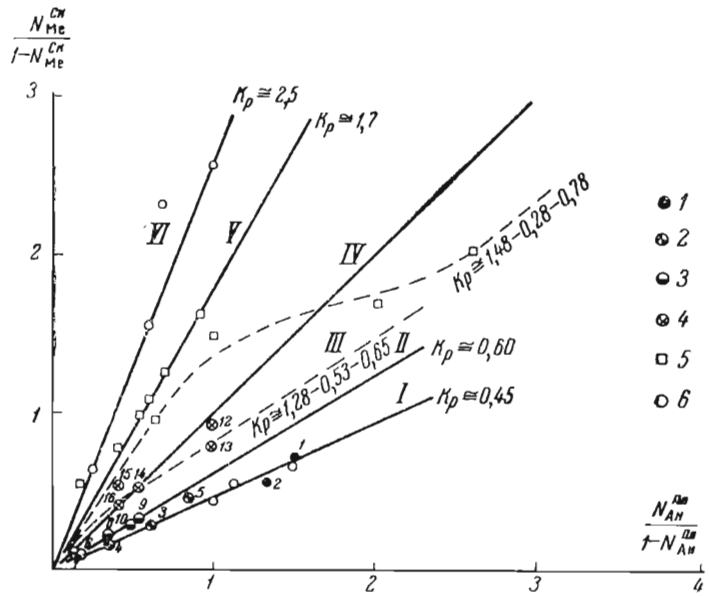


Рис. 123. Корреляция составов сосуществующих плагиоклаза и скаполита

1 — из скарнов Гавы (Средняя Азия); *2* — из контактово-инфильтрационных скарнов Средней Азии; *3* — из скарново-железорудных месторождений (Урал, Казахстан); *4* — из других скарновых образований; *5* — по данным А. Маракушева; *6* — по данным Д. Шоу

В полном соответствии с этим парагенезисы глубинных комплексов характеризуются более основным составом скаполита по сравнению с плагиоклазом. Наоборот, в условиях малых глубин вследствие низкой активности (низкого давления) углекислоты скаполит оказывается более кислым, чем сосуществующий с ним плагиоклаз. В соответствии с этими зависимостями проведены корреляционные кривые I — VI на диаграмме рис. 123, а на рис. 124 представлена диаграмма зависимости равновесия скаполит $\rightleftarrows$ плагиоклаз от глубинности, причем фиг. I — VI этой диаграммы (см. рис. 124) отвечают кривым I — VI диаграммы рис. 123. Кроме определяющего влияния глубинности, на равновесие скаполит $\rightleftarrows$ плагиоклаз, как это видно из уравнения, оказывают влияние активности щелочей и летучих. Так, например, в околоскарновых породах скаполит в парагенезисе с плагиоклазом будет менее основным, чем в метаморфических комплексах и т. д.

Парагенезисы известковых скарнов дают основание для интерпретации температуры и глубинности образования известковых скарнов. Для этой цели на рис. 125 приведена $T - P$ диаграмма, на которой сведены результаты экспериментальных исследований полей устойчивости, и данные по синтезу контактовых и скарновых минералов. Кроме кривых солидуса насыщенных водой расплавов базальта (*1*) и гранита

(2), уже охарактеризованных выше, на диаграмме приведены следующие данные: кривая солидуса (кривая *3*) расплава состава гранодиорит — кварцевый диорит; кривые образования волластонита: а) путем реакции между кварцем и кальцитом под давлением CO_2 (кривая *4а*) — по данным О. Таттла и Р. Харкера, б) путем разложения ксонотлита (кривая *4 б*) — по данным Р. Роя и в) путем реакции между кварцем и кальцитом в условиях, когда мольная доля углекислоты в газовой фазе составляет 0,25 и 0,10 (кривые *4 в* и *4 г*); эти кривые построены нами по экспериментальным данным Х. Гринвуда. Рассчитанная автором кривая равновесия Ди + (CO_2) ⇄ Кв + Дол показана под номером *5*. Для характеристики *T*—*P* условий высокотемпературных и абиссофобных силикатов приведены экспериментальные кривые равновесия спёррита (кривая *6*) и монтичеллита (кривая *8*) — по данным О. Таттла, Р. Харкера и Л. Уолтера, а также рассчитанная нами кривая образования ларнита (кривая *7*). Существенное значение для определения температур скарнообразования имеет температурный предел устойчивости гроссуляра. Он охарактеризован серией экспериментальных точек по данным Р. Роя, Д. Рой, М. Кристоф-Мишель-Леви, Г. Иодера, и кривой *9*, проведенной по данным Р. Роя, Д. Рой и Г. Иодера. Наконец, нижний температурный интервал скарнообразования охарактеризован кривыми устойчивости анортита (кривые *10* и *11*) и данными по эпидоту и цоизиту по экспериментальным исследованиям Х. Файфа, Х. Винклера и Н. Нитца.

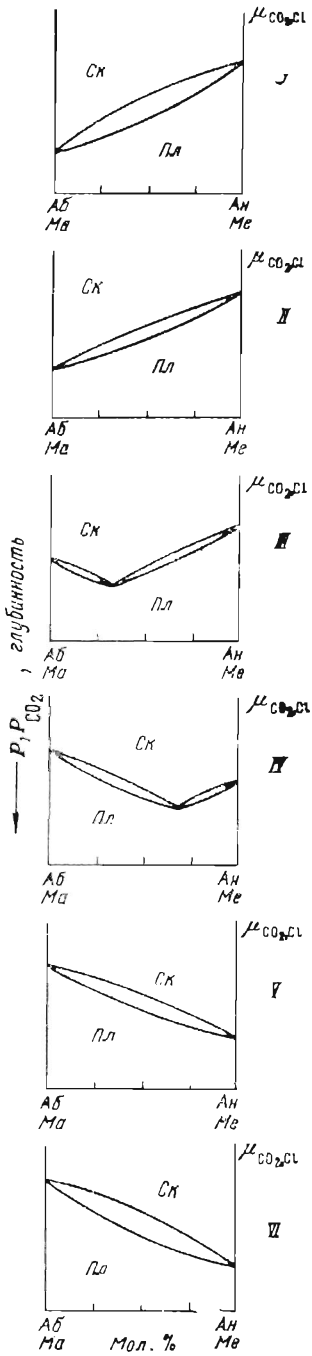


Рис. 124. Гипотетическая диаграмма зависимости составов сосуществующих скаполита и плагиоклаза от глубинности

Наиболее сложно определить глубины образования известковых скарнов. Верхний предел можно провести на глубине 1,0—1,5 *км*, основываясь на известных соображениях Д. Коржинского (1964), показавшего, что в условиях меньших глубин высокотемпературные гидротермальные процессы не проявляются. Нижняя граница распространения типичных известковых скарнов определяется устойчивостью характерных кальциевых силикатов и алюмосиликатов — волластонита, гроссуляра и др. Точную границу провести трудно, так как она зависит от двух неизвестных факторов: от мольной доли углекислоты в водных растворах и от того давления, которое развивает флюидная фаза и которое составляет часть общего давления нагрузки. Если принять температуры ниже солидуса гранитов, то оценивая все экспериментальные данные и рассмотренную зависимость состава сосуществующих скаполита и плагиоклаза, нижнюю границу распространения типичных известковых скарнов можно оптимально провести на глубине 15—16 *км*. Эта нижняя граница служит границей между мезоабиссальной и абиссальной фациями глубинности. Граница, конечно, условная, и в зависимости от

геологической и физико-химической обстановки может смещаться. Но в то же время несомненно, что оптимальные условия глубинности известковых скарнов намечаются менее 12—15 *км*, а оптимальные условия абиссальной — 20 *км* и более. Это подтверждается всей совокупностью физико-химических и геологических данных.

Температурный диапазон процесса образования известковых скарнов оценивается определенно от 1000 до 400° С (может быть, даже до

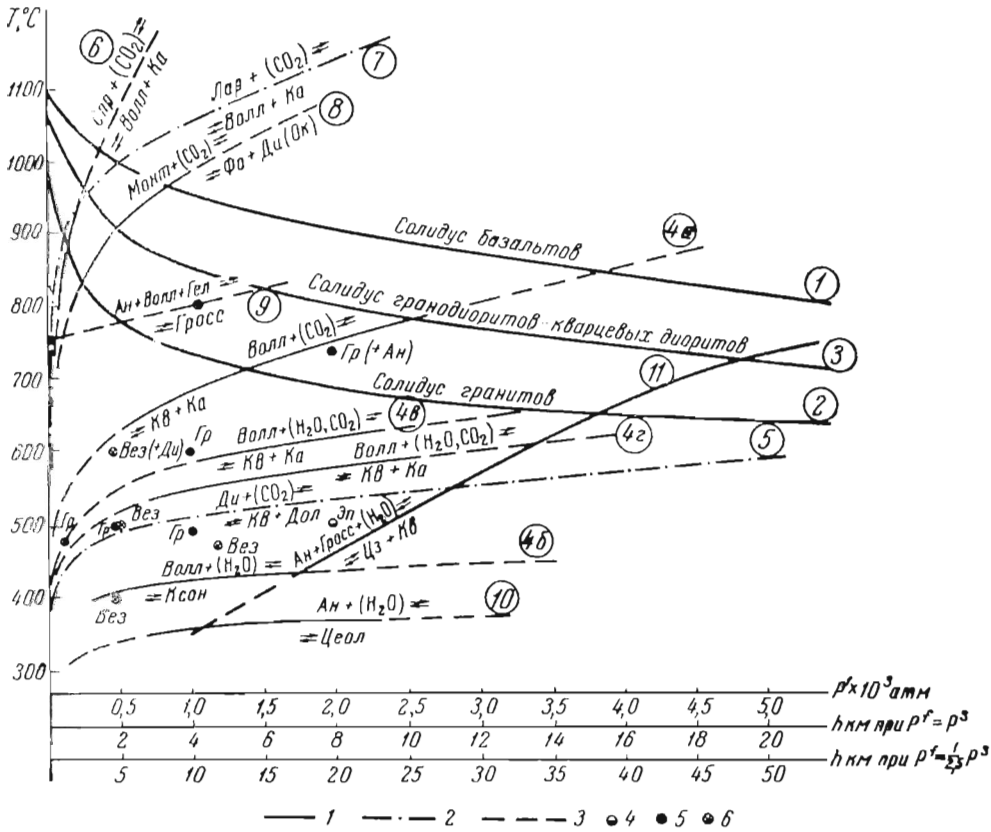


Рис. 125. Сводная *T*—*P* диаграмма экспериментальных данных для характеристики условий образования известковых скарнов

1 — экспериментальные кривые; *2* — расчетные кривые; *3* — предполагаемые кривые; *4—6* — экспериментальные точки синтеза эпидота (*4*), граната (*5*) и везувиана (*6*)

350°). Если же исключить сравнительно редкие высокотемпературные контактовые образования безгроссуляровой ступени, то главный температурный диапазон скарнов от 800 до 400° С.

Широкий температурный диапазон процесса образования известковых скарнов выражается в существовании температурных фаций скарнов. Все эти фации относятся к высокотемпературным образованиям, отличающимся обязательным присутствием пироксенов или пироксеноидов. Среди высокотемпературных известковых скарнов выделяются несколько температурных фаций, соответствующих температурным ступеням скарнообразования и хорошо различающихся по минеральным парагенезисам.

На рис. 126 приведена схематическая диаграмма главных температурных фаций известковых скарнов. На рис. 126,*а* показана зависимость между составом, парагенезисами минералов и удельной теплотой их образования ($-\Delta H = Q$ вычислена автором в эквикатионных количествах по данным справочников). Поскольку существует известная тенден-

ция связи теплоты образования и температуры устойчивости минералов, на рис. 126,*б* представлена диаграмма зависимости главных парагенезисов скарнов от температуры. Наконец, на рис. 126,*в* дана оптимальная интерпретация диаграммы в свете экспериментальных данных (см. рис. 125) для глубин 3—4 *км*.

Таким образом, выделяются пять главных температурных фаций скарнов.

1. Волластонит-плагиоклазовая (безгроссуляровая) выше 750—800° С.
2. Пироксен-гранат-волластонитовая 550 (600) — 750 (800)° С.
3. Пироксен-гранатовая (безволластонитовая) 500—550 (600)° С.

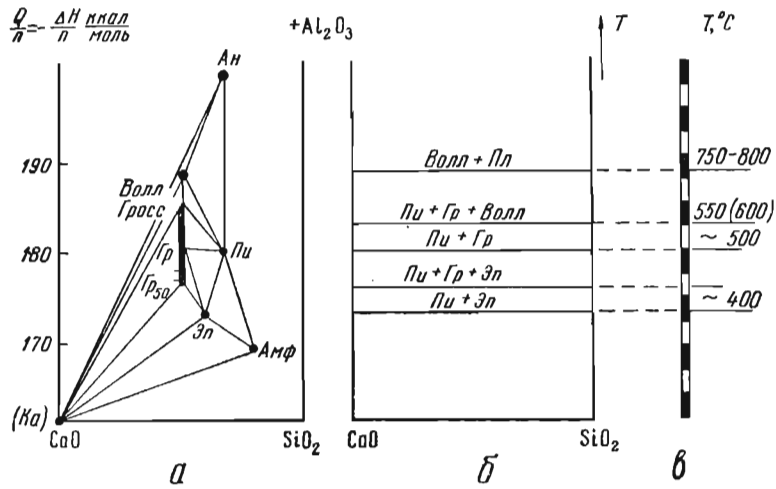


Рис. 126. Температурные фации известковых скарнов

4. Гранат-эпидотовая (400) 450—500°.
5. Пироксен-эпидотовая, около 350 (400) — 400 (450)° С.

Главное значение для скарнов имеет пироксен-гранат-волластонитовая, пироксен-гранатовая, и несколько меньше — гранат-эпидотовая температурные фации. Наиболее высокотемпературные парагенезисы безгроссуляровой фации очень редки. Скарны наиболее низкотемпературной пироксен-эпидотовой фации пользуются подчиненным распространением среди первичных биметасоматических скарнов, но весьма характерны для контактово-инфильтрационных экзоскарнов. В пироксен-эпидотовой фации неустойчивы только глиноземистые гранаты, тогда как парагенезис эпидота с андрадитом характерен не только для этой температурной ступени, но устойчив при более низких температурах послескарновых изменений даже в парагенезисе с амфиболом. Отметим также, что очень характерны постериорные изменения скарнов, происходящие в пироксен-эпидотовую и затем в амфибол-эпидотовую температурные ступени.

Образование известковых скарнов протекает в условиях различного режима вполне подвижных компонентов. Прежде всего заметно различаются условия скарнообразования по режиму щелочей в скарнирующих растворах. Соответственно можно выделять фации щелочности известковых скарнов.

Для характеристики фаций щелочности рассмотрим зависимость парагенезисов от величин химических потенциалов калия и натрия на примере наиболее распространенной пироксен-гранатовой температурной фации скарнов. Для этого выберем оптимальные (наиболее типичные) соотношения составов виртуальных фаз для нонвариантных точек. Примем следующие составы нонвариантных минеральных фаз:

Орт — $KAlSi_3O_8$, Вол — $CaSiO_3$, $Пл_{50}$ — $Na_{0,5}Ca_{0,5}Al_{1,5}Si_{2,5}O_8$, $Ск_{30-40}$ — $Na_{2,8}Ca_{1,2}Al_{3,9}Si_{8,1}O_{24}[Cl_{0,7}(CO_3)_{0,3}]$ — $Na_{2,4}Ca_{1,6}Al_{4,2}Si_{7,8}O_{24}[Cl_{0,6}(CO_3)_{0,4}]$, $Пи_{40}$ — $Ca(Mg_{0,6}Fe_{0,4})Si_2O_6$ и $Гр_{20}$ — $Ca_3(Al_{1,6}Fe_{0,4})Si_3O_{12}$. При этом составы пироксена, граната, ортоклаза и волластонита приняты постоянными, тогда как для плагиоклаза и скаполита учитывается изменение их составов в зависимости от щелочности.

На рис. 127 приведена диаграмма зависимости парагенезисов известковых скарнов от величин химических потенциалов натрия и калия. На диаграмме проведены изолинии постоянных составов плагиоклаза (в ассоциации с ортоклазом) и скаполита. Изменение составов плагиоклаза и скаполита отражено в положении моновариантных линий и нонвариантных точек диаграммы. Особенность диаграммы, которую мы здесь обсуждать не будем, состоит в существенном влиянии на парагенезисы экстремальных состояний в парагенезисах Ск $\leftrightarrows$ Пл + Пи и Ск $\leftrightarrows$ Пл + Гр, приводящих к усложнению диаграммы.

В соответствии с диаграммой можно выделить следующие фации щелочности.

1. Пироксен-плагиоклазовую, или просто плагиоклазовую, фацию (поле I диаграммы), отвечающую широко распространенной фации нормальной щелочности.

2. Пироксен-скаполитовую, или просто скаполитовую, фацию повышенной щелочности (повышенного μ_{Na}), охватывающую поля III и IV диаграммы. В соответствии с полями диаграмму можно разделить на две субфации по парагенезисам: Пи + Ск + Пл (поле III) и более щелочную Пи + Ск + Орт (поле IV). Парагенезисы этой фации характерны для многих скарновых образований повышенной щелочности.

3. Ортоклаз-гранатовая, или просто ортоклазовая, фация повышенной щелочности (повышенного μ_K). Эта фация, отвечающая полям VI и VII диаграммы (можно выделить две субфации), также характерна для скарнов повышенной щелочности.

Парагенезисы плагиоклазовой, скаполитовой и ортоклазовой фаций — обычные широко распространенные парагенезисы известковых скарнов.

Значительно реже встречаются парагенезисы полей VII — X, характеризующие условия очень высокой щелочности. Все они характеризуются парагенезисом волластонита с ортоклазом или со скаполитом в околоскарновых породах. Хотя формально можно было бы выделять несколько фаций высокой щелочности (соответственно полям диаграммы), целесообразно все эти парагенезисы объединить в одну четвертую фацию высокой щелочности.

Парагенезисы всех фаций охарактеризованы диаграммами состав — парагенезис в соответствующих полях диаграммы.

Фации щелочности могут быть выделены аналогичным образом для всех температурных фаций скарнов. Парагенезисы соответствующих фаций будут, конечно, отличаться от парагенезисов диаграммы рис. 127, но не принципиально. Для всех температурных фаций сохранятся выделенные плагиоклазовая, скаполитовая, ортоклазовая фации и фация высокой щелочности. В данной работе невозможно охарактеризовать их подробнее, но это не составит принципиальных трудностей.

Фации щелочности обычно однотипны для отдельных месторождений, скарновых полей и даже районов. Условия щелочности — в смысле активности K и Na — сохраняются для каждого из месторождений обычно относительно однообразными в течение всех этапов скарнового процесса.

Характерной особенностью известковых скарнов являются существенные различия в условиях режима вполне подвижных компонентов: магния, марганца и железа. Соответственно выделяются фации известковых скарнов в зависимости от величин химических потенциалов мар-

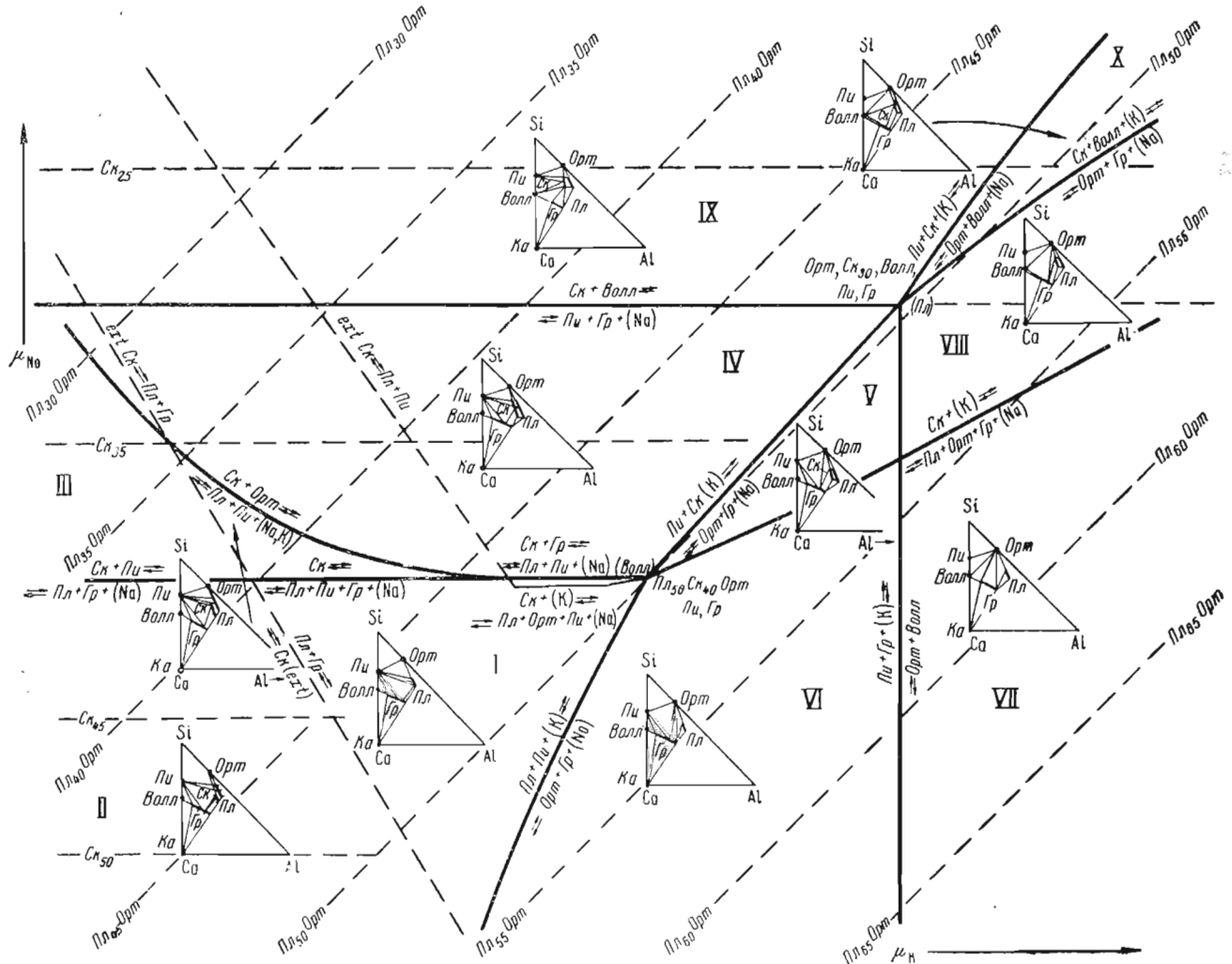


Рис. 127. Диаграмма зависимости парагенезисов высокотемпературных известковых скарнов от μ_{Na} и μ_K (фации щелочности)

ганца, магния и железа или фации железистости известковых скарнов.

Так же как и фации щелочности, фации железистости различаются для разных по температурности скарнов. Рассмотрим зависимость парагенезисов известковых скарнов от химических потенциалов магния и железа для наиболее распространенной высокотемпературной пироксен-

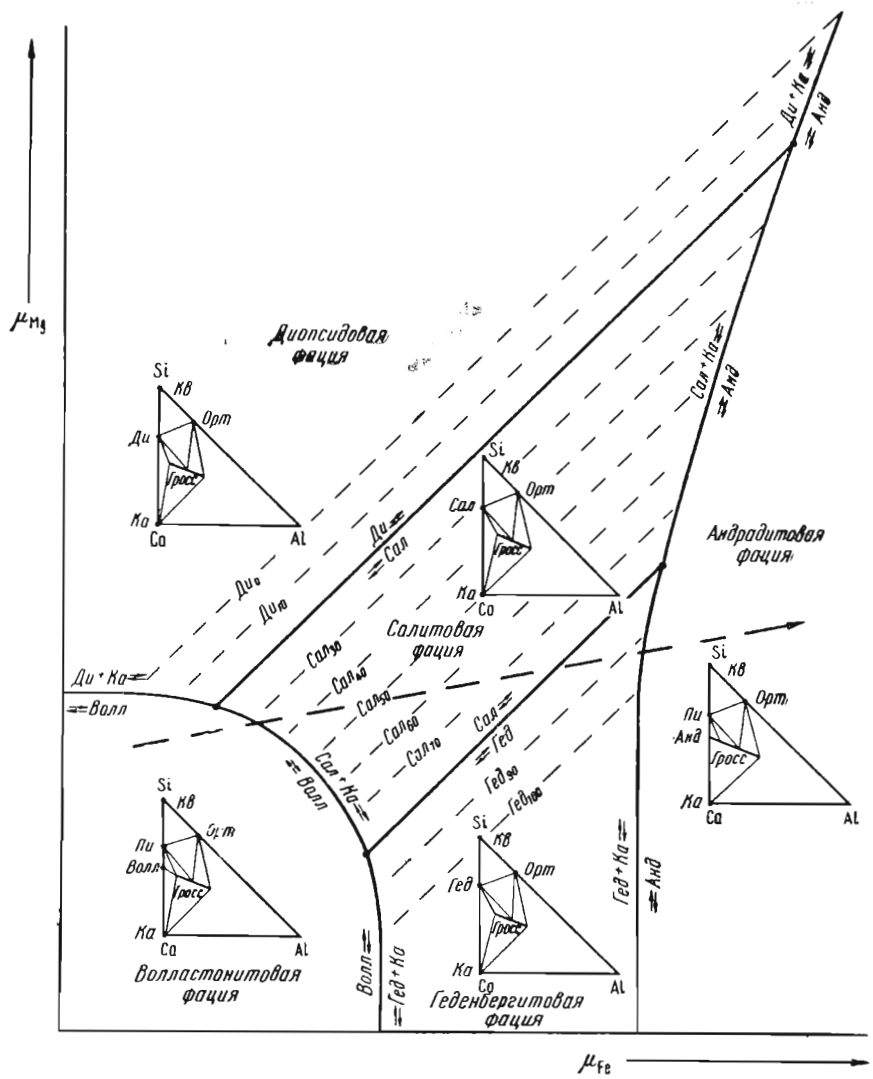


Рис. 128. Диаграмма зависимости парагенезисов высокотемпературных известковых скарнов от μ_{Fe} и μ_{Mg} (фации железистости)

гранатовой фации скарнов (для этого температурного типа величины μ_{Mn} обычно невелики и, главное, — поскольку не приводят к появлению самостоятельных фаций, могут не учитываться).

Для высокотемпературных скарнов выделяются пять фаций железистости: 1) волластонитовая, 2) диопсидовая, 3) салитовая, 4) геденбергитовая, 5) андрадитовая (рис. 128). Эти фации могут возникать во всех условиях щелочности, т. е. для каждого поля диаграммы щелочности (см. рис. 127) справедлива диаграмма фаций железистости.

Менее высокотемпературные типы скарнов отличаются отсутствием волластонита и образованием в условиях повышенного потенциала мар-

ганца экзоскарнов, сложенных марганцевыми минералами — родонитом, бустамитом, манган-салитами и т. д. Для скарнов этих температурных типов в зависимости от μ_{Mg}, μ_{Fe} и μ_{Mn} могут быть выделены следующие фации: 1) диопсидовая, 2) салитовая, 3) геденбергитовая, 4) андрадитовая, 5) манган-геденбергитовая, 6) манган-салитовая, 7) бустамитовая, 8) родонитовая. Такие же фации возможны в различных условиях щелочности.

Исследование скарновых месторождений показывает определенные закономерности в пространственном распределении и временном соотношении выделенных фаций железистости. Устанавливается, что центральные участки скарновых полей, расположенные в зоне наиболее интенсивной циркуляции растворов, характеризуются наиболее высокой активностью железа в скарнирующих растворах. Соответственно целесообразно различать центральные и фланговые типы фаций. К фланговым относятся волластонитовая и диопсидовая фации — для высокотемпературных скарнов; диопсидовая, бустамитовая, родонитовая — среди менее высокотемпературных; к центральным относятся салитовые, манган-салитовые, геденбергитовая, манган-геденбергитовая и андрадитовая фации. Выделение фланговых и центральных фаций представляет и практический интерес.

Рассматривая возрастные соотношения различных по железистости фаций скарнов всех температурных типов, необходимо указать на следующую закономерность: во времени, в течение скарнового процесса активность и химический потенциал железа возрастают, вызывая возрастание железистости скарновых минералов и смену менее железистых фаций более железистыми (наиболее общая тенденция показана для высокотемпературных фаций на рис. 128 пунктиром). Характерно также, что андрадит в скарнах почти всегда развивается в заключительные этапы скарнового процесса с замещением пироксеновых и гранатовых скарнов в результате контактово-инфильтрационного процесса.

Сопоставление реакций замещения по мере возрастания активности железа в свете теории кислотно-основной гидротермальной эволюции (Коржинский, 1957, 1962, 1964 и др.) показывает, что причиной смены во времени фаций железистости служит повышение кислотности растворов.

Возрастание кислотности растворов вызывает понижение активности оснований, более значительное для сильных оснований, и вследствие этого реакции замещения более сильных оснований более слабыми. Обычная последовательность фаций во времени: волластонитовая $\longrightarrow$ $\longrightarrow$диопсидовая$\longrightarrow$салитовая$\longrightarrow$ геденбергитовая$\longrightarrow$андрадитовая отвечает уменьшению основности вследствие возрастания кислотности в ряду $CaO \longrightarrow MgO \longrightarrow (Mg,Fe)O \longrightarrow FeO \longrightarrow Fe_2O_3$. Четкую характеристику возрастания кислотности по мере увеличения железистости скарнов можно получить, сопоставив условные потенциалы ионизации (y) минералов или парагенезисов в соответствии с протекаемыми реакциями замещения (Жариков, 1966). Устанавливается, что чем выше условный потенциал ионизации минерала, тем более кислотными свойствами он обладает. Тогда замещение волластонит (186)$\longrightarrow$диопсид (190)$\longrightarrow$салит (191)$\longrightarrow$ $\longrightarrow$геденбергит (193) идет в направлении возрастания условного потенциала ионизации, величина которого в *ккал/моль* показана в скобках. Образование андрадита обычно происходит путем замещения пироксена и кальцита (условие инертности кальция) по схеме железистый салит + + кальцит (Сал + Ка $y = 189$)$\longrightarrow$андрадит (190). Эти данные также свидетельствуют о возрастании кислотности растворов в течение скарнового процесса.

Образование известковых скарнов происходит биметасоматическим и контактово-инфильтрационным путем. При биметасоматическом скарнообразовании вследствие различной активности виртуальных компонен-

тов кальция, кремния и алюминия в зоне встречной диффузии возникает колонка контактово-реакционных биметасоматических зон.

Строение биметасоматической зональности зависит: а) от внешних условий протекания процесса, т. е. от температуры, глубинности, от величин химических потенциалов в растворах калия, натрия, марганца, магния и железа; б) от внутренних особенностей режима диффузии виртуальных инертных компонентов — кальция, кремния и глинозема.

Внешние условия скарнообразования выражаются в принадлежности скарнового тела или части его к той или другой фации скарнов. Выше было показано разнообразие фациальных условий скарнообразования. Соответственно каждая фация будет характеризоваться особыми парагенезисами минералов и своим типом зональности. Однако принципиальное строение биметасоматической зональности остается сходным для всех фаций; фациальные особенности парагенезисов отражаются в составе минералов, в характере парагенезисов определенных зон, наконец, в появлении или исчезновении отдельных зон.

Такие соотношения определяются тем, что принципиальное строение биметасоматической зональности зависит от внутренних причин — от особенностей диффузии виртуальных компонентов. Главная особенность состоит в том, что алюминий обнаруживает значительно меньшую диффузионную способность, чем кремний и кальций. Поэтому в начальные этапы скарнового процесса и в слабо развитых скарновых телах диффузия алюминия в экзоскарновую зону не происходит, и зона гранатовых скарнов отсутствует. Наоборот, при интенсивном проявлении скарнообразования вследствие значительной десиликации эндоскарновых зон (особенно зон околоскарновых пород) активность алюминия возрастает настолько, что приводит к прогрессивному развитию зоны гранатовых скарнов.

В качестве примеров рассмотрим зональность двух широко распространенных фаций: пироксен-гранат-плагиоклазовой и гранат-эпидот-ортоклазовой.

Скарны пироксен-гранат-плагиоклазовой фации слагают высокотемпературные скарновые зоны нормальной щелочности. Они распространены очень широко и наиболее хорошо изучены Д. Коржинским (1948) в Турьинских месторождениях. На рис. 129 приведены диаграмма состав — парагенезис (*а*) и диаграмма зависимости фазового состава от активностей Ca : Si : Al (*б*) для скарнов этой фации. На диаграммах показаны различные типы зональности в скарнах этой фации.

Устанавливаются следующие типы колонок:

	00	1	2	3	0	
I	Ал—си—т	Пи+Пл	Сал	Волл	Кат	
	00	1	2	0		
II	Ал—си—т	Пи+Пл	Сал	Кат		
	00	1	2	3	4	0
III	Ал—си—т	Пи+Пл	Пи+Гр	Гр	Сал—Гед	Кат
	00	1	2	3	0	
IV	Ал—си—т	Пи+Пл	Пи+Гр	Гр	Кат	
	00	1	2	3	0	
V	Ал—си—т	Пи+Пл	Гр+Пл	Гр	Кат	
VI	Андрадитизация колонок III—IV					

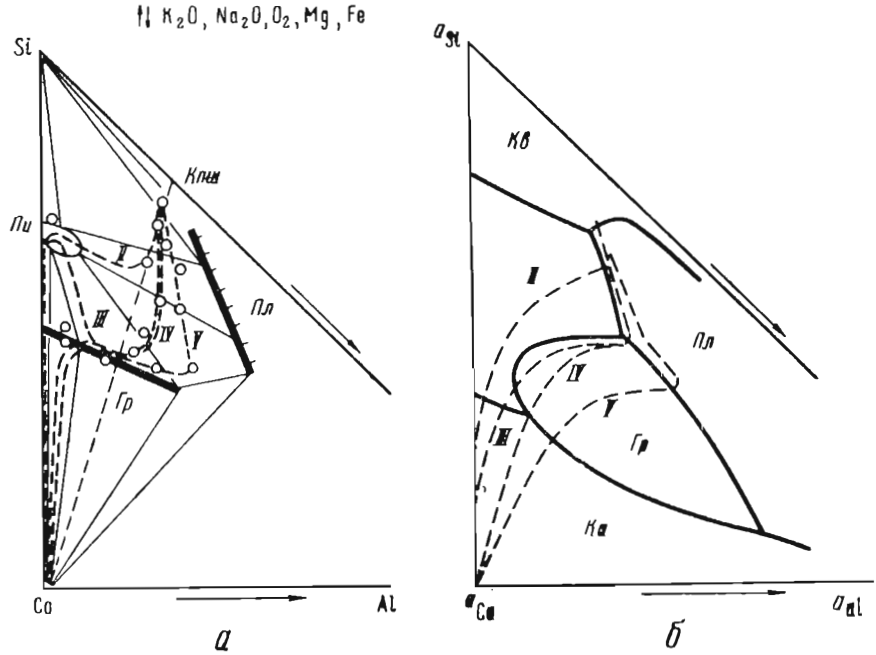


Рис. 129. Диаграммы состав – парагенезис (*а*) и зависимости фазового состава от активностей Ca : Si : Al (*б*) для скарновых зон пироксен-гранат-плагиоклазовой фации

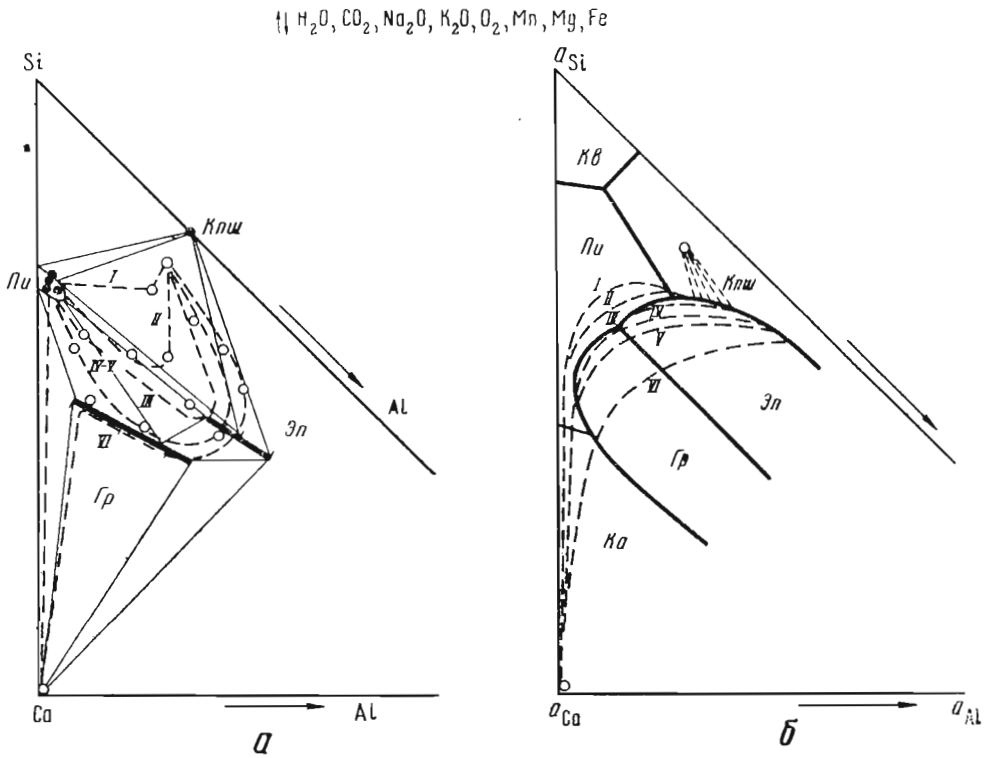


Рис. 130. Диаграммы состав – парагенезис (*а*) и зависимости фазового состава от активностей Ca : Si : Al (*б*) для скарнов гранат-эпидот-ортоклазовой фации

Нетрудно видеть, что в соответствии с общими зависимостями возникновение различных типов колонок обусловлено: а) явлениями прогрессивного разрастания зон и прогрессивного изменения зональности (переход от колонок I, II к III — IV и V отвечает прогрессивной десиликации); б) явлениями повышения железистости в течение скарнового процесса (переход от колонок I к II и от III — V к VI).

Скарны гранат-эпидот-ортоклазовой фации представляют несколько менее высокотемпературные скарны фации повышенной щелочности. Они очень характерны, например, для скарновых полей Западного Карамазара (Жариков, 1959). На рис. 130 приведены диаграммы состав — парагенезис и активностей Ca : Si : Al для скарновых зон этого типа. Так же как и в предыдущем случае, номера I — VI отвечают последовательному развитию скарнового процесса. При этом возникает следующая зональность скарновых тел:

	00	1	2	0				
I	Ал—си—т	Орт+Эп	Пи	Кат				
	00	1	2	3	4			
II	Ал—си—т	Орт+Эп	Пи+Эп	Пи	Кат			
	00	1	2	3	4	5	6	0
III	Ал—си—т	Орт+Эп	Эп	Пи+Эп	Пи+Гр	Гр	Пи	Кат
	00	1	2	3	4	5	0	
IV	Ал—си—т	Орт+Эп	Эп	Пи+Гр	Гр	Пи	Кат	
	00	1	2	3	0			
V	Ал—си—т	Орт+Эп	Эп	Гр	Кат			
	00	1	2	3	0			
VI	Ал—си—т	Орт+Эп	Эп	Гр	Кат			

Приведенные типы колонок отвечают (от I к VI) последовательному изменению зональности вследствие прогрессивного разрастания скарновых зон. Происходящее в течение скарнового процесса возрастание железистости вызывает соответствующие изменения состава пироксена и появление андрадита.

Образование различных типов и фаций контактово-инфильтрационных известковых скарнов имеет специфические особенности. Выделяются следующие типы скарнов: 1) жильные контактово-инфильтрационные экзоскарны; 2) жильные контактово-инфильтрационные эндоскарны; 3) фронтальный тип контактово-инфильтрационных скарнов.

Жильные контактово-инфильтрационные экзоскарны представлены трубообразными и неправильными залежами в карбонатных породах. Они образуются в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с насыщенными кремнеземом растворами, привносящими также железо, марганец, магний и другие вполне подвижные компоненты.

Характерная особенность рассматриваемых скарнов состоит в мономинеральности реакционных скарновых зон, которая показывает, что процесс происходил при вполне подвижном поведении всех компонентов. Факторы состояния системы: T, V, $C_a \ldots C_к$, где $C_a \ldots C_к$ — концентрации компонентов в растворе. Ряд подвижности компонентов обычен: H_2O, CO_2, S, (O_2), Na, K, Mn, Mg, Fe, Ca, Si|Al, Ti.

В отличие от биметасоматических скарнов, в этом типе контактово-инфильтрационных скарнов глинозем обнаруживает полную инертность, а кальций и кремний ведут себя как вполне подвижные компоненты.

Для контактово-инфильтрационных экзоскарнов также характерна зональность. В наиболее общем виде колонка имеет следующее строение:

↑
Карбонатная порода
↑
Родонитовый скарн
↑
Манган-салитовые скарны
(возможно несколько зон разного состава)
↑
Манган-геденбергитовый скарн
↑
Андрадитовый скарн

Характерная особенность зональности состоит в постоянстве состава минералов в пределах зон (в соответствии с главным свойством инфильтрационной зональности). Зональность относится к дополнительному типу — возникновение ее связано с изменением концентрации железа, марганца и магния в растворах: содержание железа в минералах возрастает от передних зон к тыловым соответственно возрастанию концентрации его в растворе.

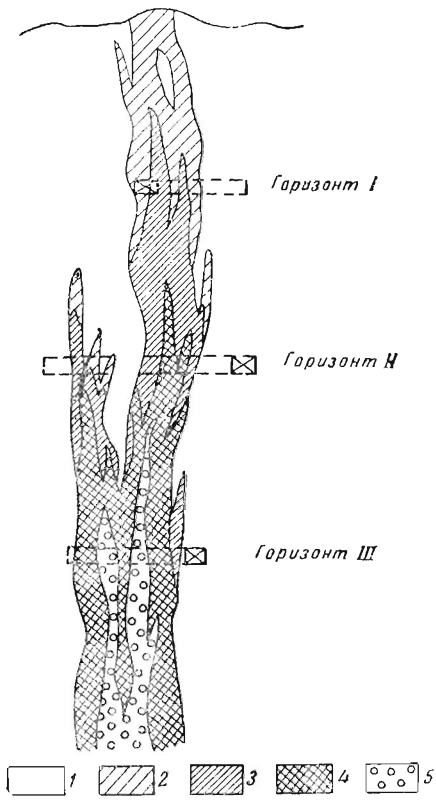


Рис. 131. Схема строения типичной залежи контактово-инфильтрационных экзоскарнов

1 — известняк; *2* — мангансалит состава $Ca(Mg_{0,46}Mn_{0,27}Fe_{0,27})Si_2O_6$; *3* — мангансалит состава $Ca(Mn_{0,33}Fe_{0,27}Mg_{0,30})Si_2O_6$; *4* — манган-геденбергит состава $Ca(Fe_{0,55}Mn_{0,24}Mg_{0,21})Si_2O_6$; *5* — андрадит

На рис. 131 схематически показано строение типичной контактово-инфильтрационной экзоскарновой залежи. В некоторых случаях происходит преимущественное пространственное обособление зон контактово-инфильтрационных скарнов. Тогда можно говорить о их фациях в зависимости от $C_{Fe} : C_{Mg} : C_{Mn}$.

Контактово-инфильтрационные экзоскарны относятся к наименее высокотемпературной фации скарнов. Геологические наблюдения показывают, что в наименее прогретых участках при условии развития нарушений, трещин и т. д. биметасоматические скарны закономерно сменяются контактово-инфильтрационными. К контактово-инфильтрационным экзоскарнам относятся широко известные скарновые «трубы» Кансая, Курусая, Алтын-Топкана в Средней Азии и Тетюхе на Дальнем Востоке. Известны они и на других месторождениях.

Жильные контактово-инфильтрационные эндоскарны относительно редки. Наиболее ярко они представлены на месторождении Чорух-Дайрон в Средней Азии. Известны они также и на других месторождениях, например на месторождении Ак-Джилга (Средняя Азия), Западное Лебяжинское (Урал) и др.

Контактово-инфильтрационные эндоскарны представлены скарновыми жилами или неправильными залежами. Обычно они имеют симметрично зональное строение: жилы и линзы гранатовых и пироксен-гра-

натовых скарнов окаймлены зонами околоскарновых пород. Нередко собственно скарны отсутствуют, и скарнирование выражается в образовании жилообразных залежей околоскарновых пород.

Контактово-инфильтрационные эндоскарны сложены различными фациями щелочности: плагиоклазовой, скаполитовой и ортоклазовой. Соответственно основные типы зональности представлены

	А	Б
I.	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт или Пи+Пл+Ро 2. Пи+Пл 3. Пи+Гр 4. Гр	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт или Пи+Пл+Ро 2. Пи+Пл 3. Гр+Пл 4. Гр
II.	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт или Пи+Пл+Ск 2 Пи+Ск 3. Пи+Гр 4. Гр	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт или Пи+Пл+Ск 2. Пи+Ск 3. Гр+$С_к$ 4. Гр
III.	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт 2. Пи+Орт 3. Пи+Гр 4. Гр	00 Ал—си—т 1. Пи+Пл+Орт 2. Пи+Орт 3. Гр+Орт 4. Гр

Усложнение зональности выражается в появлении дополнительных зон околоскарновых пород (например, зона Пи + Орт перед Пи + Ск зоной в колонках II). Возможно также существование нескольких зон гранатовых скарнов, отличающихся составом граната. Иногда в гранатовой зоне присутствует кальцит. На диаграмме состав — парагенезис трех фаций щелочности (рис. 132) показано изменение минерального и химического состава по зонам колонок. На рис. 133 приведена схема строения типичной залежи контактово-инфильтрационных эндоскарнов.

Образование контактово-инфильтрационных эндоскарнов является результатом реакционного взаимодействия насыщенных кальцием скарновых растворов с алюмосиликатными породами. Возникновение зональности вызвано как дифференциальной подвижностью компонентов (при переходе от зоны 1 к 2 становится вполне подвижным кремний, а при переходе к зоне 4 — алюминий), так и реакционны изменением концентраций кальция и кремнезема[1] (дополнительная зональность).

Появление различных типов зональности (А и Б) одной фации связано с особенностями миграции глинозема: обогащение перемещенным глиноземом (колонки Б) вызывает изменение в строении зон.

Ряд подвижности при образовании контактово-инфильтрационных скарнов отвечает обычному ряду подвижности известковых скарнов (см. стр. 273); факторы состояния — T, V, концентрации для вполне подвижных компонентов: натрий, калий, магний, железо, кальций и др., массы (или концентрация — в зависимости от интенсивности процесса) для кремния и алюминия.

Фронтальный тип контактово-инфильтрационных скарнов характеризуется следующими главными признаками:

а) скарновые тела представлены контактовыми залежами, расположенными в кровле крупных гранитоидных массивов;

б) наблюдается резкая асимметрия в строении тел, когда мощность экзоскарнов значительно превосходит мощность сопряженных эндо-

[1] В случае нескольких мономинеральных зон — также алюминия и железа.

скарнов. Скарновые тела относятся, таким образом, к некомпенсированному типу, в котором экзоскарновая зона образована не за счет кремнезема и глинозема, освободившихся при эндоскарнировании, а в результате привноса их растворами;

в) скарновые залежи имеют сложное строение вследствие чередования зон различного минерального состава, образованных нередко

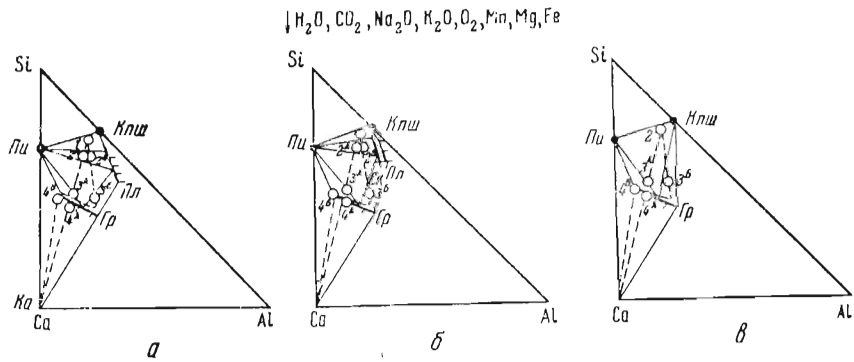


Рис. 132. Диаграммы состав — парагенезис известковых скарнов плагиоклазовой (*а*), скаполитовой (*б*) и ортоклазовой (*в*) фаций

по различным исходным породам. При этом характерно, что преобладающую мощность в пределах скарновых тел имеют зоны постоянного минерального и химического состава.

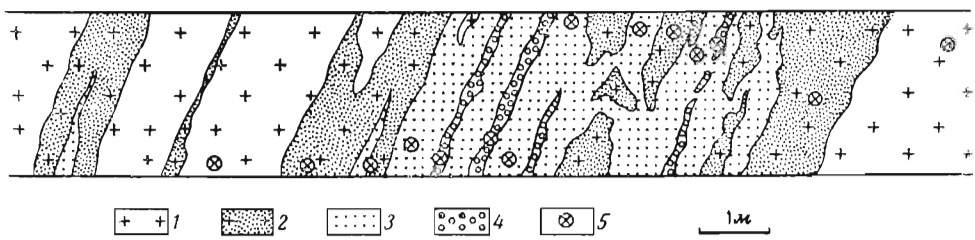


Рис. 133. Схема строения типичной залежи контактово-инфильтрационных эндоскарнов
1 — гранитоиды; *2* — близскарновые породы; *3* — околоскарновые породы; *4* — эндоскарны; *5* — места взятия образцов

На рис. 134 приведен типичный разрез через сложную скарновую залежь фронтального типа (месторождение Майхура в Средней Азии), где показано строение, изменение минерального и химического состава по зонам.

Анализ строения скарновых тел этого типа (Жариков, Власова, 1961) показывает, что сложные скарновые тела возникают в результате сочетания и чередования двух простейших колонок:

	00	01	02	2	1	0
I.	⟶ γ	Пи+Пл ⟵	Гр+Пл ⟵	Гр	Пи	Кат ⟶
	0	2	1	00		
II.	⟶ Кат	Пи+Гр	Пи+Пл	γ ⟶		

(Стрелками показано направление течения растворов; стрелки внизу обозначают, что эти зоны разрастаются против общего течения растворов).

При формировании фронтального типа скарнов преобладающее значение имеет контактово-инфильтрационный процесс. Диффузия осложняет общее инфильтрационное течение процесса, приводя к воз-

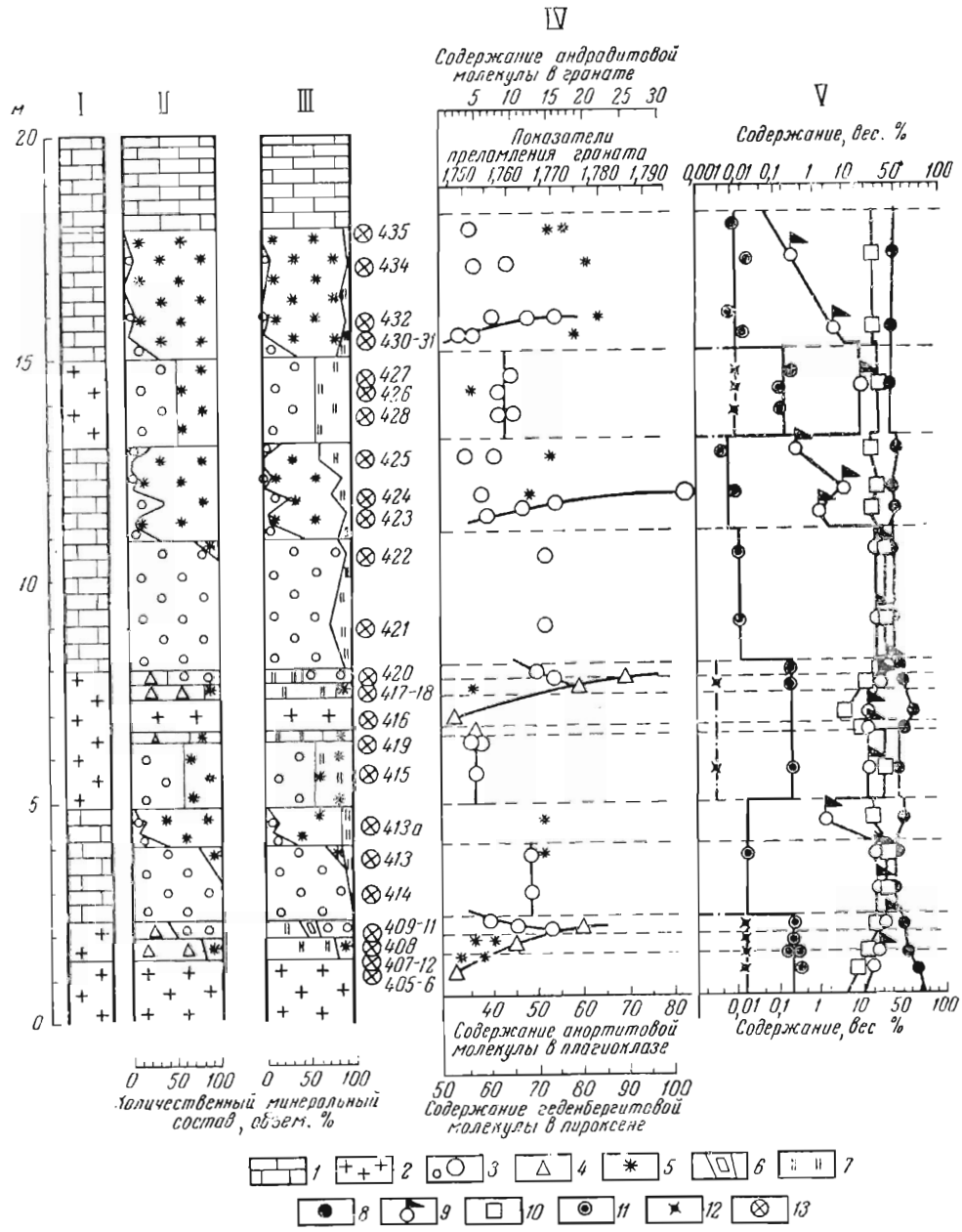


Рис. 134. Фронтальный тип контактово-инфильтрационных скарнов и строение главного скарнового тела месторождения Майхура

I — исходный разрез; II — строение скарнового тела; III — строение скарнового тела с наложенными изменениями; IV — данные по составу минералов; V — данные по химическому составу пород. *1* — известняки; *2* — гранитоиды; *3* — гранат; *4* — плагиоклаз; *5* — пироксен; *6* — эпидот; *7* — кварц; *8* — содержание SiO_2; *9* — содержание Al_2O_3; *10* — содержание CaO; *11* — содержание Ti; *12* — содержание Zr; *13* — места взятия образцов

никновению на фронте замещения диффузионных зон переменного состава, а также к появлению в результате встречной диффузии дополнительных эндоскарновых зон (зоны 01 и 02 колонки I).

Образование фронтального типа скарнов происходит в условиях обычного для известковых скарнов ряда подвижности компонентов. Экзоскарновые зоны возникают при вполне подвижном поведении всех компонентов. В отличие от других контактово-инфильтрационных скарнов для определенных скарнов этого типа характерен интенсивный привнос глинозема в экзоскарновую зону. При образовании эндоскарнов алюминий ведет себя как инертный компонент. Зональность фронтальных скарнов относится в основном к дополнительному типу, и причина ее возникновения связана с реакционным изменением соотношений $C_{Ca} : C_{Si} : C_{Al}$.

Контактово-инфильтрационные скарны фронтального типа в участках менее интенсивной циркуляции растворов и в участках крутых контактов гранитоидов с карбонатными породами переходят в обычные биметасоматические скарны.

АВТОРЕАКЦИОННЫЕ СКАРНЫ

К автореакционным скарнам относятся скарновые породы, образовавшиеся без контактово-реакционного взаимодействия с карбонатными породами в результате кальциевого метасоматоза ультрабазитов, щелочных ультрабазитов и габброидов.

Исключительная приуроченность автореакционных скарнов к ультраосновным, ультраосновным-щелочным и основным породам предопределяет связь автореакционных скарнов с определенными геологическими комплексами. Главное значение имеют следующие геологические комплексы.

1. Комплекс ультраосновных и основных интрузий начальных и ранних этапов геосинклинального развития.

2. Комплекс ультраосновных и ультраосновных-щелочных интрузий платформенного типа.

3. Комплекс траппповых интрузий и экструзий.

Автореакционные скарны представлены преимущественно неправильными жильными, реже трубообразными залежами, иногда значительной мощности. Сложены эти скарны обычными скарновыми минералами — пироксеном, гранатом (гроссуляр-андрадит), везувианом, скаполитом, плагиоклазом, апатитом; иногда встречается волластонит. В образованиях малой глубинности нередко присутствуют монтичеллит, мелилит. В зависимости от состава исходных пород могут встречаться и другие минералы. Из гистерогенных минералов очень характерны тремолит, хлорит, серпентин, пренит, клиноцоизит, реже флогопит и другие водные силикаты и алюмосиликаты кальция и магния.

Парагенезисы автореакционных скарнов различаются главным образом в зависимости от состава исходных пород. На рис. 135 приведены схемы диаграмм состав — парагенезис автореакционных скарнов, возникающих по ультрабазитам (*а*), ийолитам (*б*) и габброидам (*в*). На диаграммах показана смена парагенезисов, отвечающая возрастанию в них содержания кальция и соответственно увеличению химического потенциала кальция в растворах. Приведенные диаграммы не исчерпывают, конечно, всех парагенезисов. Кроме указанных минералов, обычен везувиан — вместе или вместо граната, в апогаббroидных скарнах нередко вместо плагиоклаза развит скаполит. Встречаются и некоторые другие минералы.

При рассмотрении условий образования автореакционных скарнов (как и любых скарнов) основной проблемой является выяснение причин возникновения парагенезисов с высоким химическим потенциалом кальция. В отличие от контактово-инфильтрационных эндоскарнов, где повышение химического потенциала кальция в растворах связано с их просачиванием по карбонатным породам, при образовании авто-

реакционных скарнов повышение химического потенциала кальция происходит при взаимодействии растворов с вмещающими ультраосновными и основными породами и вследствие особенностей эволюции этих растворов в условиях основной и ультраосновной сред.

В соответствии с общей концепцией кислотно-основной гидротермальной эволюции (Коржинский, 1957, 1962, 1964) можно предпола-

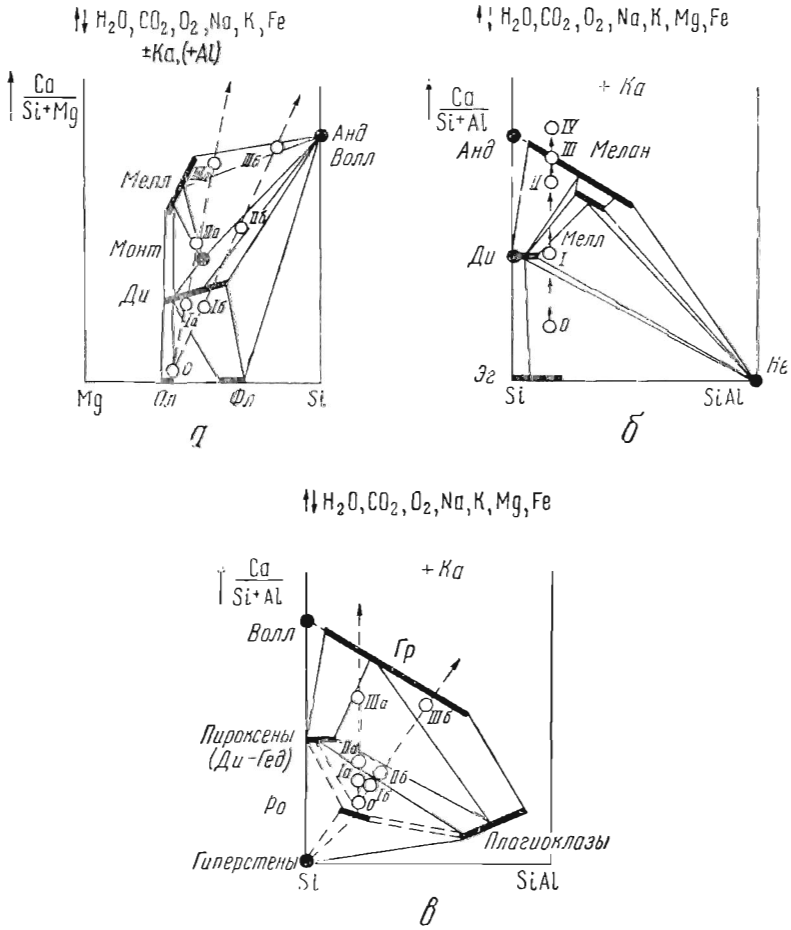


Рис. 135. Диаграммы состав — парагенезис автореакционных скарнов

гать следующий механизм этого процесса. При вступлении постмагматических растворов в основную среду (ультрабазиты, щелочные ультрабазиты, габброиды) общая основность растворов повышается, что вызывает повышение активностей всех оснований, в том числе повышение активности и химического потенциала кальция, приводя тем самым к образованию скарновых парагенезисов. Этот эффект еще более усиливается вследствие кислотно-основной эволюции растворов. Особенность этой эволюции растворов в условиях основной среды состоит в том, что небольшое повышение кислотности вызывает существенное возрастание активности кальция и других более слабых оснований, глинозема, трехвалентного железа и др., вызывая соответствующие реакции замещения с образованием парагенезисов существенно кальциевых силикатов и алюмосиликатов.

Таким образом, вследствие вступления растворов в основную среду и эволюции растворов в пределах этой среды, т. е. автореакционным путем, активность кальция возрастает, приводя к образованию богатых кальцием скарновых парагенезисов, слагающих автореакционные тела скарнов. Образование автореакционных скарнов является, несомненно, инфильтрационным процессом, так как отмечаемые явления реакционного повышения активности компонентов могли осуществляться только в условиях просачивания (инфильтрации) растворов.

Вероятно, в зависимости от ведущей причины повышения активности кальция возникнут различия в строении метасоматической колонки автореакционных скарнов. Если активность кальция повышается при вступлении растворов в основную среду, последняя непосредственно замещается парагенезисом, отвечающим максимальной активности кальция, а последующие зоны являются эквипотенциальными или даже могут быть сложены парагенезисами, образованными при меньших значениях химического потенциала кальция. В том случае, когда повышение активности кальция происходит главным образом вследствие эволюции растворов, возникает зональность, отвечающая последовательной смене парагенезисов по мере возрастания химического потенциала кальция. Однако, как правило, мы имеем дело с суммарным влиянием той и другой причины.

При этом следует подчеркнуть, что «автореакционное» скарнообразование при повышении активности и химического потенциала кальция вследствие эволюции растворов возможно только в условиях основной среды. В более кислой среде — в гранитоидах, сиенитах и т. д., хотя и наблюдается проявление кальциевого метасоматоза (например, мирмекитизация), но оно никогда не приводит к образованию скарновых минералов.

Автореакционное скарнирование происходит только в основной среде, однако если среди основных и особенно ультраосновных пород встречаются дайки гранитоидов, они нередко скарнированы в результате инфильтрации или диффузии кальция из ультраосновных и основных пород.

Автореакционные скарновые тела нередко имеют зональное строение, однако зональность этого типа изучена недостаточно, и мы воздержимся от ее характеристики в общем виде. В качестве примера рассмотрим колонку апогаббровых автореакционных скарнов Евстюнинского месторождения. Наблюдаемая на этом месторождении колонка отвечает схеме *Iб—IIIб* диаграммы рис. 135, *в*. Она имеет следующее строение:

0. Измененное габбро.
1. Амфибол-пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода.
2. Пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода.
3. Гранат (меланит)-плагиоклазовая околоскарновая порода.

Однако автореакционные скарны изучены пока недостаточно, и проводимые здесь соображения носят предварительный характер.

СЕМЕЙСТВО СОПУТСТВУЮЩИХ РУД

Семейство сопутствующих скарновых руд образуется в заключительные этапы ранней щелочной стадии в результате пространственного совмещения скарнового и непосредственно его сменяющего рудного процесса. Главной причиной, вызывающей оруденение скарнов, является повышение кислотности растворов (Коржинский, 1957; Жариков, 1960$_3$; Жариков, Омельяненко, 1965). Повышение кислотности растворов, которое отчетливо фиксируется уже в известково-скарновом процессе, приводит к четко выраженным реакциям замещения катионов сильных оснований (Ca, Mg) катионами более слабых оснований (Fe^{2+}, Fe^{3+},

и др.) и радикалов слабых кремневых кислот более сильными радикалами (более полимеризованных кремневых и алюмокремневых кислот, сероводородной, угольной и борной кислот). Поскольку большинство рудных минералов (все сульфиды) является солями слабых оснований и умеренных кислот или ангидридами слабых оснований (магнетит, гематит), то замещение скарновых минералов рудными можно уверенно рассматривать как следствие повышения кислотности растворов.

Приведем дополнительные характеристики кислотно-основных свойств элементов, соединений и минералов. Как известно, относительная «сила» кислот и оснований определяется степенью диссоциации соответствующей кислоты или основания в растворе. Однако эти данные известны только для некоторых неорганических кислот и оснований и преимущественно для комнатной температуры.

Для более общей характеристики можно воспользоваться данными по потенциалам ионизации (Коржинский, 1964) или по электроотрицательности элементов. Автором была рассчитана величина электроотрицательности для главных элементов в их обычных валентных состояниях, исходя из ясной физической предпосылки: $x = \frac{I_1 + I_2 + \ldots + I_n}{n} + E$. В таком выражении x представляет среднюю энергию ионизации элемента от нейтрального атома или отрицательно заряженного иона (для элементов V—VII групп) до положительного иона определенной валентности. Существуют другие способы расчета (С. Базанов, А. Поваренных), однако принятый способ автору кажется предпочтительнее. На рис. 136 приведена диаграмма электроотрицательностей элементов, на основании которой можно судить о их относительной кислотно-основной силе. Однако применение этой характеристики ограничивается наиболее простыми соединениями (окислы, хлориды и т. д.), а сравнивать можно только однотипные соединения. Каких-либо объективных характеристик кислотно-основных свойств различных соединений не существовало.

Для того чтобы как-нибудь восполнить этот пробел, была предложена (Жариков, 1966) новая характеристика, которую можно именовать как условный потенциал ионизации соединения. Последний представляет собой средний потенциал ионизации соединения, вычисленный ис-

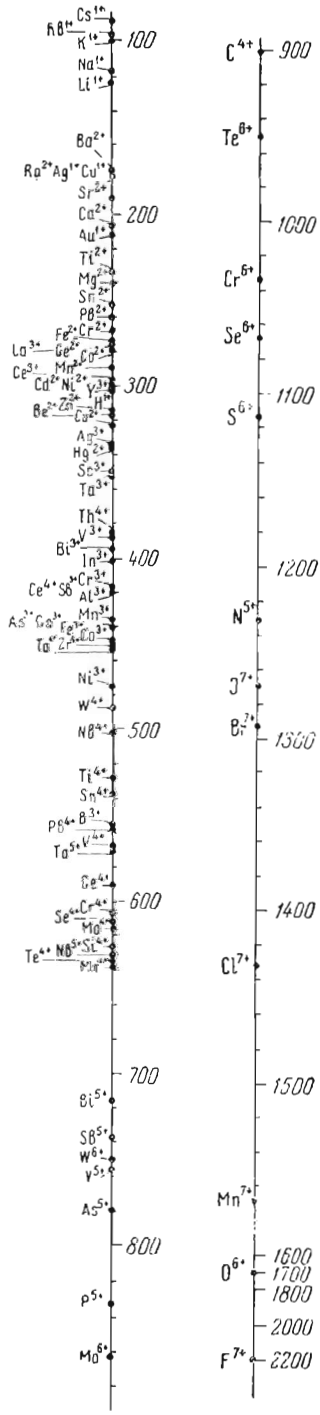


Рис. 136. Кислотно-основные свойства элементов по величине электроотрицательности (x) *ккал/г-атом*

ходя из предположения диссоциации соединений на катионы той валентности, которую они имеют в соединении, и на кислотный радикал. Если обозначить условный потенциал ионизации через y, то $y = \frac{\Sigma n_к I_к + n_{ан} E_{ан}}{\Sigma n_к + n_{ан}}$ *ккал/моль*, т. е. условный потенциал ионизации

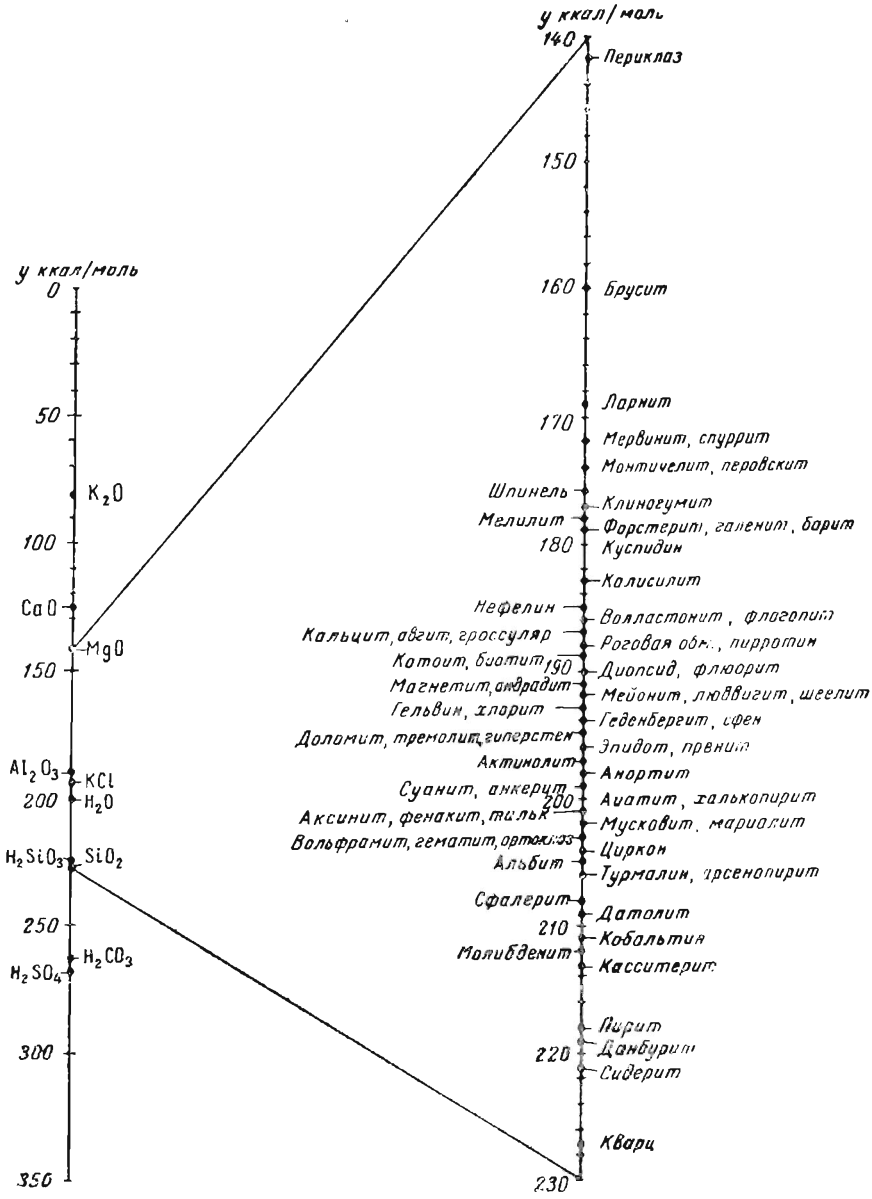


Рис. 137 Кислотно-основные характеристики соединений и минералов по условным потенциалам ионизации (y, *ккал/моль*)

соединения равен сумме потенциалов ионизации катионов и сродства к электрону аниона, отнесенный к одному иону. Существуют некоторые трудности расчета в связи с разноречивыми и неполными данными по величинам сродства к электрону, тем не менее оказалось возможным вычислить условные потенциалы многих соединений. На рис. 137 показана диаграмма относительной кислотно-основной силы различных минералов и (для сравнения) хорошо известных соединений, кислот

и оснований. Конечно, приведенные характеристики приблизительны, тем не менее они дают какую-то единую количественную основу для сопоставлений и суждений.

Для семейства сопутствующих руд наиболее характерны четыре рудных формации: 1) флогопитовая, 2) магнетитовая, 3) боратовая и 4) сульфидная.

Закономерные сочетания определенных скарновых и рудных формаций или, что точнее, определенных процессов скарнообразования и оруденения приводит к возникновению определенных типов скарновых месторождений. Так, в результате сочетания и совмещения магнезиальных скарнов и формации магнетитовых руд образуются месторождения типа магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах: в результате сочетания и совмещения известковых скарнов и формации магнетитовых руд — широко известные месторождения типа магнетитового оруденения в известковых скарнах; в результате сочетания и совмещения магнезиальных скарнов, формации магнетитовых руд и формации боратовых руд возникают месторождения типа людвигит-магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах и т. д.

К генетической группе сопутствующего оруденения относятся следующие главные типы скарновых месторождений[1].

1. Тип флогопитоносных магнезиальных скарнов (VII.1).
2. Тип флогопитоносных автореакционных скарнов (VII.2).
3. Тип магнетитового оруденения магнезиальных скарнов (I.1).
4. Тип людвигит-магнетитового оруденения магнезиальных скарнов (I.2).
5. Тип магнетитового оруденения известковых скарнов (I.3).
6. Тип магнетитового оруденения автореакционных скарнов (I.4).
7. Тип кобальтин-магнетитового оруденения известковых скарнов (II.1).
8. Тип сфалерит-магнетитового оруденения магнезиальных скарнов (IV.1).
9. Тип боратового оруденения магнезиальных скарнов (VI.3).
10. Тип саффлорит-глаукодот-арсенопиритового оруденения известковых скарнов (II.2).
11. Тип пирротинового оруденения известковых скарнов.
12. Тип магнетит-халькопиритового оруденения известковых скарнов (III.1).

Кроме выделенных главных типов, известны переходные разновидности и некоторые более редкие типы. Часть месторождений типа халькопирит-магнетитового оруденения известковых скарнов имеет более сложный генезис: медное оруденение в них связано с наложением более поздних процессов кислотной стадии.

Характеризуя соотношения различных рудных формаций, отметим, что они не однозначны, но в общем отчетливо намечается следующая преимущественная возрастная последовательность процессов.

1. Флогопитизация.
2. Магнетитовое оруденение.
3. Боратовое оруденение.
4. Сульфидное оруденение.

Формация флогопитовых руд образуется в результате процесса флогопитизации, который проявляется в заключительные этапы и после скарнового процесса в магнезиально-силикатных средах.

Флогопит широко образуется как скарновый минерал в постмагматических магнезиальных скарнах. Однако промышленный флогопит, как правило, образуется несколько позднее, в результате процесса флого-

[1] Номер в скобках отвечает порядковому номеру табл. 26 генетических типов скарновых месторождений. Римская цифра означает группу, а арабская — тип.

питизации, который сменяет собственно скарновый процесс и накладывается на различные магнезиальные скарны и на другие существенно магнезиально-силикатные с глиноземом породы.

Наиболее широко представлены месторождения типа флогопитоносных магнезиальных скарнов. Как показали работы Д. Коржинского (1947, 1953), М. Лицарева (1961) и других исследователей, среди месторождений этого типа выделяются следующие разновидности:

1) флогопитизированные шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые аподоломитовые скарны магматической стадии;

2) флогопитизированные пироксен-шпинелевые апоалюмосиликатные скарны послемагматической стадии;

3) флогопитизированные флогопит-пироксеновые скарны послемагматической стадии, залегающие в виде контактово-реакционных зон непосредственно на контакте с доломитами или в виде жил и зон среди алюмосиликатных пород.

Нетрудно видеть, что различия между этими месторождениями обусловлены условиями залегания исходных скарнов, подвергающихся флогопитизации. Характерно, что во всех случаях флогопитизации подвергаются скарны, содержавшие глинозем в виде шпинели или первичного (скарнового) флогопита.

Минеральная ассоциация флогопитовых тел проста — кроме замещаемых минералов (главным образом пироксен, шпинель, форстерит) и флогопита, в нее входит кальцит, иногда присутствует апатит. Характеристика флогопита приведена выше (см. рис. 115).

Сопоставляя условные потенциалы ионизации по парагенезисам, нетрудно видеть, что процесс флогопитизации отражает повышение кислотности послемагматических растворов. Так, для парагенезиса Фо+Шп $y=177$, для парагенезиса Ди+Шп $y=183$, для флогопита $y=185$ и для парагенезиса Фл+Ка $y=186$.

Процесс флогопитизации проявлен во всех магнезиально-скарновых формациях. Однако локализация промышленного оруденения предопределяется условиями локализации постмагматических магнезиальных скарнов. Соответственно месторождения типа флогопитоносных скарнов широко представлены во многих древних докембрийских толщах Советского Союза и мира (Алдан, Прибайкалье, Памир, Канада, Цейлон, Корея и др.).

Второй тип месторождений — флогопитоносные автореакционные скарны — возникает в результате пространственного совмещения автореакционного скарнирования и флогопитизации, характерных для *процессов послемагматической стадии ультраосновных-щелочных комплексов*. Процесс флогопитизации, также нередко сопровождаемый кальцитизацией, наложен на автореакционные скарны, на измененные ультраосновные породы, реже на ийолиты и пегматоидные нефелин-пироксеновые породы. Сопоставление кислотно-основных характеристик (y) парагенезисов показывает, что и в этом случае процесс флогопитизации вызывается повышением кислотности растворов (для автореакционных скарнов: монтичеллит+мелилит+гранат $y=180$, для Фл+Ка $y=186$ и т. д.).

Локализация оруденения этого типа предопределяется связью его с комплексом ультраосновных-щелочных пород.

Формация магнетитовых руд является характерной рудной формацией ранней постмагматической стадии. Наложение магнетитового оруденения на различные скарновые формации приводит к возникновению различных типов скарновых месторождений, главные из которых указаны выше, а также в табл. 26 (типы I.1, I.3, I.4 и др.). Нередки случаи, когда магнетитовое оруденение накладывается на флогопитизированные магнезиальные скарны, а также такие соотношения, когда магнетитовые руды сопровождаются или, чаще, на них наложено боратовое или суль-

фидное оруденение. Соответственно возникают более сложные типы месторождений (см. типы I.2, II.1, IV.1 и др.).

Ведущим минералом формации является магнетит. Магнетиты месторождений различных генетических типов имеют свои особенности. Наиболее общие отличительные признаки состоят в следующем: 1) устанавливается значительное содержание магнезио-ферритовой молекулы в магнетитах, развивающихся по автореакционным скарнам (содержание MgO — от 2 до 7—10 вес. %) — Гулинское, Ангаро-Илимское в Сибири и другие месторождения; 2) устанавливаются заметные различия содержания титана в магнетитах в зависимости от состава замещаемых скарнов: повышенное содержание титана характерно для магнетитов, развивающихся по эндоскарнам и особенно по околоскарновым породам. Следует отметить, что содержание титана в магнетитах скарновых месторождений, как правило, ниже предельной растворимости, зависящей, как известно, от температуры (Ф. Баддингтон, Е. Ингерсон).

Кроме магнетита, характерными второстепенными минералами формации являются гематит, пирротин, пирит.

Магнетитовое оруденение сопровождается различными изменениями скарнов. Для высокотемпературной фации магнетитовых руд наиболее типична сопровождающая оруденение андрадитизация скарнов, реже наблюдается перекристаллизация пироксеновых скарнов с образованием более железистых разностей.

Характерна среднетемпературная фация магнетитовых руд, сопровождающаяся актинолитизацией, эпидотизацией и реже андрадитизацией известковых скарнов, серпентинизацией и флогопитизацией магнезиальных скарнов. Наконец, известны и более низкотемпературные фации, сопровождаемые хлоритизацией скарнов и серпентинизацией магнезиальных скарнов.

Сопоставление условных потенциалов ионизации парагенезисов исходных скарнов и магнетитовых руд указывает на возрастание кислотности при рудоотложении. Например, для магнезиальных скарнов Ди+Шп $y=183$, для известковых скарнов $Пи_{50}+Гр_{70}$ $y=189$; для парагенезисов магнетитовых руд Мт+Анд $y=191$, Мт+Акт $y=194$, Мт+Акт+Эп $y=194$ и т. д. (все минералы для упрощения взяты в равных количествах; для более точной характеристики следует учитывать их количественные соотношения).

Размещение магнетитовых руд в пределах скарновых зон определяется предпочтительной приуроченностью к экзоскарновым зонам, где образуются массивные руды. Эндоскарны и околоскарновые породы несколько менее благоприятны, но также часто содержат более бедные руды вкрапленной, брекчиевидной и прожильной текстуры.

Формация боратовых руд приурочена почти исключительно к магнезиальным скарнам[1]. Такая приуроченность определяется тем, что в высоко- и среднетемпературных условиях, характерных для апоскарновых руд, термодинамически устойчивы только магнезиальные бораты.

Боратовое оруденение может проявляться самостоятельно (тип бороносных магнезиальных скарнов VI.3), но нередко скарновые месторождения бора являются сложнообразованными, когда боратовое оруденение развивается после магнетитового и частично одновременно с ним (тип людвигит-магнетитового оруденения), или на боратовую минерализацию наложено оруденение более поздней кислотной стадии (тип борат-редкометального оруденения — VI.3).

Характеризуя собственно боратовую формацию, основываясь на работах Л. Шабынина ($1961_{1,2}$), можно выделить три главные фации боратовых руд: людвигитовую, суанитовую и котоитовую[2]. Кроме веду-

[1] Известна эндогенная боратовая минерализация в ультраосновных породах.

[2] Л. Шабынин выделяет еще флюобаритовый тип, который редок и не имеет промышленного значения.

щего бората, эти фации различаются и условиями образования. Людвигитовая фация руд характерна для всех глубин и проявляется в скарново-железорудных месторождениях. Парагенетическая ассоциация людвигитовых руд, кроме людвигита и магнетита, содержит первичные или измененные минералы магнезиальных скарнов (флогопит, минералы группы гумита, серпентин). Значительно реже встречается железистый людвигит (вонсенит) в парагенезисе с первичными или измененными известково-скарновыми минералами.

Людвигитовые руды приурочены исключительно к магнезиальным экзоскарнам, размещаясь в зонах кальцифиров, форстеритовых скарнов и реже в пироксеновых скарнах.

Суанитовая фация боратовых руд преимущественно распространена в месторождениях абиссальной фации. Кроме суанита, руды этой фации содержат другие бораты, первичные и измененные минералы кальцифиров и форстеритовых скарнов. Другая минерализация (кроме боратовой) в месторождениях этой фации обычно отсутствует. Суанитовые руды приурочены к кальцифирам и форстеритовым разностям магнезиальных скарнов.

Котоитовая фация встречается только в гипабиссальных условиях. Котоитовая минерализация размещается в зоне кальцифиров и доломитовых мраморов. Парагенетическая ассоциация включает минералы кальцифиров. В месторождениях этого типа, но вне зоны котоитовой минерализации, нередко проявлены другие процессы оруденения — в частности, наложенное сульфидное и редкометальное оруденение.

Сопоставляя парагенезисы формации боратовых руд, легко убедиться, что отложение боратов также характеризует условия повышения кислотности постмагматических растворов. Минералы магнезиальных скарнов имеют кислотно-основные характеристики (y): форстерит 179, шпинель 176, периклаз 142, кальцит 187; бораты: котоит 189, суанит 199, людвигиты Mg_2FeBO_5 188, $MgFeFeBO_5$ 192, Fe_2FeBO_5 196; сопровождающие минералы: клиногумит 177, флогопит 186, серпентин 191, магнетит 191. Поэтому все реакции замещения с образованием парагенезисов формации боратовых руд сопровождаются увеличением условных потенциалов ионизации.

Завершая характеристику формации боратовых руд, отметим, что последние исследования (Н. Перцев, Л. Шабынин) выявили еще одну фацию — борокарбонатную, или харкеритовую, образующуюся в условиях самой малой глубинности и отличающуюся комплексом разнообразных абиссофобных минералов.

Формация сульфидных руд имеет подчиненное значение среди семейства сопутствующих руд. Но как сульфидная минерализация, заключающая рудные процессы ранней постмагматической стадии, она проявлена во многих месторождениях. Нередко сульфидной минерализацией начинается наложение на скарны процессов стадии кислотного выщелачивания. Поэтому не лишены основания затруднения при оценке генетического и практического значения сульфидной минерализации на некоторых месторождениях рассматриваемого семейства.

Вместе с тем с сульфидным оруденением сопутствующего типа связано формирование определенных, генетически четко выраженных типов скарновых месторождений. Наиболее интенсивно проявлено пирротиновое (тип пирротинового оруденения известковых скарнов), халькопиритовое (тип халькопирит-магнетитового оруденения известковых скарнов — III.1) и кобальто-сульфоарсенидное (типы кобальтин-магнетитового и саффлорит-глаукодот-арсенопиритового оруденения известковых скарнов — II.1 и II.2) оруденение сопутствующего типа. Выделенные типы соответственно можно рассматривать как фации сульфидного оруденения.

Наибольший интерес представляет кобальто-мышьяковое оруденение. В тех случаях, когда оно проявлено самостоятельно (Ак-Джилга в Средней Азии и др.), в измененных скарнах образуется своеобразная ассоциация арсенидов и сульфоарсенидов кобальта и железа — главным образом саффлорита, глаукодота и арсенопирита — в сопровождении разнообразных сульфидов и кальцита. Скарны обычно замещены амфиболом, эпидотом; околоскарновые породы альбитизированы и серицитизированы.

При наложении кобальто-мышьякового оруденения на магнетитовые руды преимущественно развивается кобальтин, а также арсенопирит, пирит и другие сульфиды, кальцит, эпидот, амфиболы, хлорит, реже кварц.

Кислотно-основные характеристики (y) минералов этой рудной формации следующие[1]: арсенопирит 205, саффлорит 198, кобальтин 211, глаукодот 207, кальцит 187, актинолит 197, хлорит 193, эпидот 196, пирит 218.

Сопоставление их с кислотно-основными характеристиками скарнов и магнетитовых руд показывает, что возрастные соотношения сульфидного оруденения с известково-скарновым процессом и магнетитовым оруденением находятся в соответствии с общей тенденцией кислотно-основной эволюции послемагматических растворов. Повышение кислотности растворов вызывает смену процесса скарнообразования магнетитовым и затем сульфидным оруденением.

Для характеристики температурных условий сопутствующего оруденения на рис. 138 приведена сводная характеристика данных синтеза, экспериментальных исследований T—P устойчивости, а также термометрии методом декрепитации и гомогенизации включений для различных апоскарновых и рудных минералов. Для сравнения показаны аналогичные данные для гранатов, бóльшая часть которых, конечно, скарновые. Данные по термометрии носят статистический характер. Диаграмма построена по результатам всех главных опубликованных работ.

Истолковывая — в свете этих и приведенных выше данных по T—P устойчивости минералов магнезиальных и известковых скарнов (см. рис. 112 и 126) — парагенезисы различных формаций семейства сопутствующих руд, температурный диапазон сопутствующего оруденения можно оценить в пределах от 500 до 300—250° С.

Заканчивая характеристику семейства сопутствующих руд, отметим следующее. Сопутствующее оруденение вызывается повышением кислотности постмагматических растворов. Вместе с тем характерно, что минеральные парагенезисы семейства сопутствующих руд отличаются умеренной кислотностью. Средние условные потенциалы ионизации парагенезисов не превышают 195—200 *ккал/моль*[2]. Типично кислотофильные минералы, такие, как касситерит, молибденит, кварц в существенных количествах в эту фацию не возникают. Характерно также, что различные минеральные парагенезисы этого семейства отличаются незначительными вариациями кислотно-основных характеристик.

Эти особенности показывают, что для наиболее полного проявления сопутствующего оруденения благоприятны условия умеренной, постепенно нарастающей кислотности и длительного развития ранней постмагматической стадии.

СЕМЕЙСТВО НАЛОЖЕННЫХ РУД

Семейство скарновых руд наложенного типа образуется в условиях взаимодействия кислых растворов стадии кислотного выщелачи-

[1] Данные для мышьяка нуждаются в дальнейшем уточнении.

[2] Можно предполагать, что величина $y=200$ *ккал/моль* приблизительно отвечает нейтральным растворам.

вания с основной средой скарнов. Причину рудоотложения можно видеть в совокупном влиянии: а) хорошей растворимости скарновых силикатов кислыми растворами, вследствие чего образуется зона пониженного давления, благоприятная для осаждения рудных минералов; б) понижение растворимости рудных минералов вследствие нейтрали-

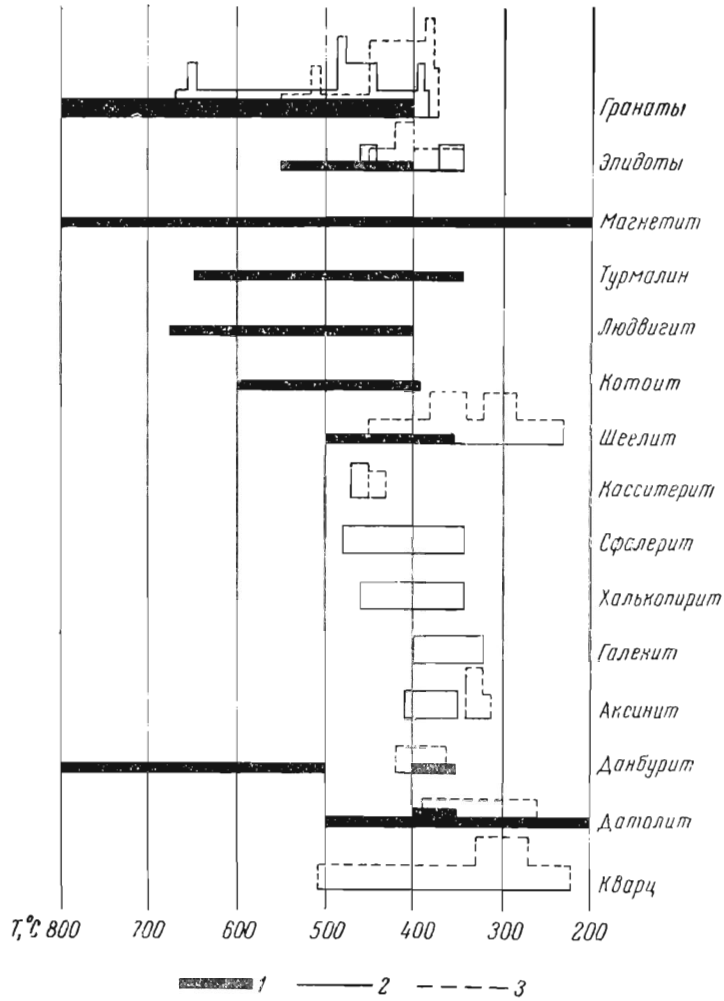


Рис. 138. Температуры образования скарновых, апоскарновых и рудных минералов по данным экспериментальных исследований и термометрии

1 — данные экспериментального синтеза минералов; *2* — данные декрепитации; *3* — данные гомогенизации

зации кислых растворов при взаимодействии с основной средой скарнов. Последняя причина имеет превалирующее значение.

В зависимости от характера метасоматических процессов кислотной стадии, наложенных на скарны, образуются те или иные типы оруденения. Как мы уже отмечали, наложение на скарны процессов кварц-полевошпатового метасоматизма и грейзенизации приводит к образованию шеелит-молибденитовых, шеелит-сульфидных или вольфрам-редкометальных руд. Наложение на скарны пропилитизации вызывает полиметаллическое или медное оруденение скарнов и т. д.

Весьма характерно, что рудоотложение вызывается не специальными «рудоносными растворами», а теми же растворами, которые вы-

зывают метасоматическое преобразование вмещающих пород. Наложенные руды выступают как фации метасоматических формаций. Так, молибденит-шеелитовые или шеелит-сульфидные (с SnO_2) руды являются апоскарновыми фациями формации кварц-полевошпатовых метасоматитов; апоскарновые полиметаллические руды представляют фации формации пропилитов и т. д. Такие соотношения выдвигают соответствующие метасоматические процессы в качестве индикаторов оруденения скарнов.

Следует указать на различное положение оруденения в апоскарновых и апоалюмосиликатных фациях метасоматических формаций кислотной стадии, поскольку это носит характер общей закономерности. В апоскарновых фациях оруденение происходит одновременно с метасоматическими преобразованиями скарнов, представляя проявление этих процессов. В апоалюмосиликатных фациях одновременное оруденение имеет подчиненное значение или полностью отсутствует, а главная масса рудных минералов осаждается непосредственно после интенсивного метасоматического преобразования пород в следующую стадию гидротермального процесса.

Такие соотношения хорошо объясняются с позиций концепции кислотно-основной эволюции растворов. Растворы кислотной стадии, вызывающие метасоматические преобразования пород, являются рудоносными. Однако отложению рудных минералов непосредственно в процессе метасоматического преобразования препятствуют: а) растворимость рудных минералов кислыми растворами; б) высокое кристаллизационное давление петрогенных минералов, препятствующее осаждению рудных минералов, которые сложены второстепенными компонентами растворов. В таких условиях одновременно с преобразованием пород осаждаются в подчиненном количестве только более кислотофильные рудные минералы (кислотно-основные характеристики y: молибденит 212, касситерит 213, вольфрамит 203, пирит 218, берилл 211, кварц 227), и то преимущественно в условиях, когда в процессе метасоматоза протекают реакции, благоприятствующие осаждению этих минералов.

При вступлении же кислых растворов в основную среду скарнов происходит их нейтрализация, понижающая растворимость и повышающая кристаллизационное давление рудных минералов, и рудные минералы осаждаются одновременно с метасоматическим преобразованием скарнов. Нередко повышение кристаллизационного давления рудных минералов на фронте замещения скарнов столь значительно, что возникают сплошные руды, лишь впоследствии подвергающиеся окварцеванию.

В апоалюмосиликатных фациях метасоматитов благоприятные для рудоотложения условия наступают по прошествии стадии наиболее интенсивного метасоматического преобразования пород. Вследствие ухода волны кислотных компонентов кислотность растворов начинает понижаться, и из растворов в порядке повышающейся основности начинают осаждаться рудные и петрогенные минералы. Это оруденение, которое по отношению к околорудным изменениям можно назвать сопряженным (или сопутствующим), слагает главную массу руд в гидротермальных месторождениях — однако для скарнов оно имеет второстепенное значение, осложняя и заключая рудный процесс, протекавший одновременно с изменением скарнов.

Можно выделить следующие главные типы процессов оруденения наложенного типа, представляющих фациальные проявления соответствующих метасоматических процессов.

А. Оруденение, связанное с кварц-полевошпатовым метасоматизмом

1. Шеелит-молибденитовое
2. Шеелит-сульфидное (нередко с SnO_2)

Б. Оруденение, связанное с процессами грейзенизации
1. Шеелит-сульфидное
2. Редкометальное

В. Оруденение, связанное с процессами пропилитизации
1. Полиметаллическое
2. Медное
3. Полисульфидное

Г—Д. Оруденение, связанное с процессами кварц-серицитового метасоматизма и березитизации
1. Шеелит-сульфидное (иногда с Au)
2. Халькопиритовое (нередко с Au)
3. Боросиликатное.

Перечисленные типы рудных процессов охватывают только самые главные, причем позиция некоторых процессов, например боросиликатного, — недостаточно ясна.

Характеризуя геологическое положение наложенного оруденения, следует подчеркнуть преимущественную приуроченность его к известковым скарнам. В тех случаях, когда оруденение кислотной стадии проявляется среди магнезиальных скарнов, ему всегда предшествуют процессы образования известковых скарнов и соответствующего преобразования магнезиальных скарнов.

Рассматриваемое оруденение нередко, но обычно в небольших масштабах, накладывается на руды сопутствующего типа. В отдельных случаях эти явления развиты широко, приводя к возникновению своеобразных «совмещенных» типов скарновых месторождений, характеризующихся сопоставимым по масштабам развитием сопутствующего и наложенного оруденения. Среди таких совмещенных типов скарновых месторождений можно назвать тип гельвин-магнетитового оруденения известковых скарнов, где на сопутствующие магнетитовые руды наложено гельвиновое (иногда с бериллом) с флюоритом оруденение (месторождения Айрон-Мантауэн, Ойгаинг и др.). Можно указать также на совмещение боратового (котоит) сопутствующего и наложенного редкометально-сульфидного (Cu, Bi, Au) оруденения магнезиальных скарнов (Хольдон). Уже было отмечено магнетит-халькопиритовое оруденение, известны и другие примеры. Однако обычно в скарнах явно преобладает или сопутствующее, или наложенное оруденение.

Для сопутствующего оруденения характерно последовательное развитие различных типов оруденения. Для наложенного оруденения, наоборот, в соответствии с общими закономерностями проявления процессов кислотной стадии наиболее типичными являются такие соотношения, когда в пределах каждого месторождения преобладающее развитие получает какой-то один тип процесса кислотной стадии и соответственно превалирует один тип оруденения (в широком понимании, конечно). Наблюдаемая последовательность образования минералов укладывается в рамках закономерного изменения условий кислотности и температуры в пределах одной формации.

Характерная особенность всего семейства наложенных руд состоит в избирательной приуроченности их к определенным разновидностям скарнов. Эта особенность обусловлена тем, что для оруденения благоприятны наиболее растворимые разности скарнов. Поэтому оруденение преимущественно локализуется в пироксеновых, пироксеноидных (волластонит, родонит и др.) и пироксен-гранатовых разностях скарнов и скарноидов. Кроме того, на размещение рудных минералов оказывает влияние и общая кислотность среды: в силу этих причин, например, кислотофильные минералы, особенно молибденит, наряду с пироксеновыми скарнами охотно замещают околоскарновые породы. Наконец, вследствие различной растворимости и кислотофильности минералов,

как будет показано ниже, наблюдается иногда зональное размещение различных по составу руд в пределах рудных тел.

К генетической группе наложенного оруденения можно отнести следующие главные генетические типы скарновых месторождений, образованные пространственным совмещением различных процессов скарнообразования и оруденения (см. табл. 26).

1. Тип молибденит-шеелитового оруденения известковых скарнов (V.1).

2. Тип шеелит-сульфидного (иногда с SnO_2) оруденения известковых скарнов (V.2).

3. Тип комплексного редкометально-полиметаллического (нередко с W) оруденения известковых скарнов (VI.1).

4. Тип гельвин-магнетитового оруденения известковых скарнов (VI.2).

5. Тип галенит-сфалеритового оруденения известковых скарнов (IV.1).

6. Тип полисульфидного оруденения известковых скарнов (IV.2).

7. Тип полиметаллического оруденения магнезиальных скарнов (IV.3).

8*. Тип магнетит-сфалеритового оруденения магнезиальных скарнов (IV.4).

9. Тип шеелит-сульфидного (иногда с Au) оруденения известковых скарнов (V.3).

10. Тип халькопиритового (иногда с Au) оруденения известковых скарнов (III.2).

11. Тип магнетит-халькопиритового оруденения известковых скарнов (III.1).

12*. Тип борат-редкометально-сульфидного оруденения магнезиальных и известковых скарнов (VI.4).

13. Тип боросиликатного оруденения известковых скарнов (VI.5).

Наряду с выделенными главными встречаются и некоторые другие типы и переходные разности. Отметим, что всюду цифры в скобках соответствуют группе и номеру приводимой ниже табл. 26, а звездочкой отмечены совмещенные типы.

Каждый из указанных типов месторождений имеет свои специфические особенности строения, условий локализации, характерный комплекс рудных и нерудных минералов. Эти особенности в значительной степени предопределяются общим характером проявления кислотной стадии в определенной геологической обстановке. Охарактеризуем несколько подробнее некоторые типичные формации.

Наложение на скарны кварц-полевошпатового метасоматизма приводит к образованию молибденит-шеелитовой (с сульфидами) и шеелит-сульфидной (нередко с касситеритом) фации апоскарновых руд.

Минеральная ассоциация этих руд весьма разнообразна. Главные рудные минералы — шеелит (192), молибденит (212) (молибдошеелит), сфалерит (208), пирротин (188), халькопирит (200), касситерит (213), пирит (218); главные нерудные минералы — кварц (227), геденбергит (193) или актинолит (197), «красный гранат» (190), полевые шпаты: олигоклаз (203), альбит (205), ортоклаз (203), эпидот (196), флюорит (190), апатит (199)[1].

Сопоставление средних характеристик руд со скарновыми указывает на существенное возрастание кислотности.

Изменение окружающих пород, особенно гранитоидов, представлено типичным кварц-полевошпатовым метасоматизмом (Жариков, Власова, 1961). Наложение кварц-полевошпатового метасоматизма на

[1] Здесь и далее в скобках показаны кислотно-основные характеристики минералов (условные потенциалы ионизации).

скарны, кроме оруденения, приводит к образованию кварц-полевошпатовых, кварц-гранатовых (с характерным «красным гранатом», отличающимся повышенным содержанием альмандиновой или скиагитовой молекул), кварц-полевошпат-гранатовых, кварц-полевошпат-биотитовых гнезд, жил, к окварцеванию, амфиболизации, иногда гранатизации, полевошпатизации и эпидотизации скарнов. Характер метасоматических преобразований, естественно, зависит от состава замещаемых скарновых пород и температурной ступени преобразования. Соотношения оруденения и изменений однозначны: отложение рудных минералов происходило в результате кварц-полевошпатового метасоматизма скарнов и околоскарновых пород.

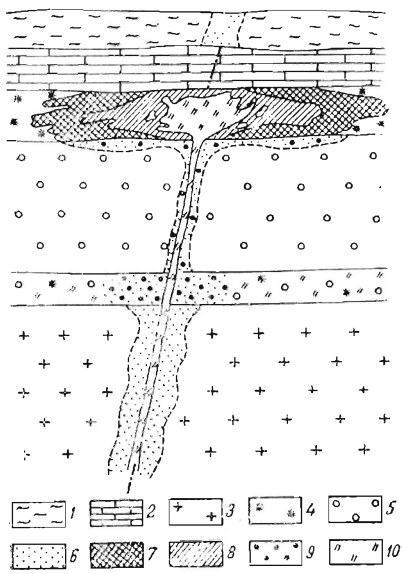


Рис. 139. Схема строения рудных тел месторождения Майхура

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — гранитоиды в приконтактовой зоне, измененные; *4* — пироксеновые скарны; *5* — гранатовые скарны; *6* — интенсивные околорудные изменения (кварц-полевошпатовые метасоматиты); *7* — шеелит-сульфидные руды; *8* — кварц-шеелитовые с сульфидами руды; *9* — вкрапленное оруденение; *10* — кварц

Для апоскарновых руд кварц-полевошпатовой формации весьма характерны избирательная приуроченность к определенным типам скарнов и размещение различных рудных минералов в зависимости от кислотности среды. Оруденение приурочено преимущественно к пироксеновым (и волластонитовым) разностям скарнов. При этом шеелит и сульфиды как менее кислотофильные минералы осаждаются на внешнем фронте замещения скарнов, а касситерит и молибденит, кроме того, тяготеют к участкам повышенной кислотности, располагаясь среди окварцованных участков, в кварцевых жилках, наконец, в участках окварцованных околоскарновых (апогранитоидных или апосланцевых) пород.

В качестве примера на рис. 139 приведена схема строения рудных тел месторождения Майхура в Средней Азии. Главными особенностями месторождения являются: 1) преимущественная приуроченность оруденения к пироксеновым скарнам; 2) зональное строение рудных тел, выражающееся в том, что периферия рудных тел сложена шеелит-сульфидными рудами (пирротин, сфалерит, халькопирит, шеелит, актинолит, эпидот, иногда в апосланцевых разностях касситерит и апатит), ближе к центру они сменяются шеелит-кварцевыми рудами (кварц, шеелит, немного пирротина, касситерит) и, наконец, сердцевина сложена кварцем; 3) наличие «рудоподводящих» каналов, фиксируемых метасоматическими жилами полевошпатизированных и измененных существенно гранатовых скарнов с убогой вкрапленностью рудных минералов и с кварцевыми жилками в середине.

Строение рудных тел показывает, что рудоотложение происходит вследствие нейтрализации кислых растворов, когда на фронте замещения наиболее растворимых пироксеновых скарнов образуются сплошные руды, но подвергающиеся затем окварцеванию. Плохо растворимые гранатовые скарны при этом замещаются полевыми шпатами, эпидотом, кварцем и сопровождаются убогой рудной вкрапленностью. Однако полевошпатизация скарнов, как и вообще безрудный кварц-полевошпатовый метасоматизм вмещающих пород, служит индикатором возможности оруденения благоприятных скарнов.

Наложение на скарны грейзенизации приводит, в частности, к возникновению фации редкометально-полиметаллических (нередко с W) руд.

Минеральные парагенезисы фации разнообразны. Главные рудные минералы — гельвин (192), реже фенакит (201) и берилл (211), пирит (218); главные нерудные — флюорит (190), мусковит (202), эпидот (196), кварц (227), карбонат (200), олигоклаз (203), альбит (205), ортоклаз (203).

Рудные тела представлены преимущественно метасоматическими жилами и неправильными телами зонального строения, залегающими в пироксен-гранатовых скарнах и скарноидах. Зональность рудных тел можно схематически изобразить следующим образом.

2		1		0
Центральная зона оруденелых апоскарновых, кварц-флюорит-мусковитовых метасоматитов (гельвин, реже берилл и фенакит, пирит, халькопирит, сфалерит и другие сульфиды, кварц, флюорит, мусковит, ортоклаз или альбит) с кварцево-рудными и мусковитовыми жилками	→	Периферическая зона измененных скарнов с сульфидным оруденением (пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит) эпидот, актинолит или хлорит, флюорит, олигоклаз, карбонат и др.	→	Скарн

Анализируя зональность, видно, что размещение различных по составу руд в значительной степени определяется кислотно-основными свойствами минералов: к зоне кварц-флюорит-мусковитовых метасоматитов тяготеют более кислотофильные бериллиевые минералы. Формирование центральной зоны в некоторых месторождениях неодноактное, наблюдающиеся в ней мусковитовые и карбонатные прожилки (иногда с сульфидами) являются более поздними.

Изменение вмещающих пород представлено типичной грейзенизацией, причем грейзенизации нередко подвергаются и известняки с образованием мусковит-флюоритовых рудных метасоматитов.

Наложение на скарны пропилитизации приводит к возникновению различных фаций полиметаллического оруденения (см. табл. 26).

Наибольший интерес представляет фация галенит-сфалеритовых руд, образованных по известковым скарнам. Минеральная ассоциация этой фации руд относительно проста. Главные рудные минералы: сфалерит (208), галенит (179); второстепенные: пирит (218), халькопирит (200), еще реже пирротин (188), магнетит (191), гематит (203), арсенопирит (206) и некоторые другие; нерудные минералы: кварц (227), кальцит (187), актинолит (197), эпидот (196), андрадит (191), минералы скарнов в высокотемпературной фации руд.

Сопоставление кислотно-основных характеристик показывает возрастание кислотности, но меньшее, чем для руд кварц-полевошпатовой и грейзеновой формаций.

Для рассматриваемых руд также очень характерна избирательная приуроченность оруденения к пироксеновым, пироксеноидным и пироксенсодержащим разностям скарнов. При этом обычно на фронте замещения образуются полиминеральные руды, которые по направлению

Таблица 26

Главные генетические типы скарновых месторождений

Промышленная группа	Генетический тип	Главные метасоматические и рудные процессы	Предпочтительные геологические условия	Примеры месторождений
I. Скарново-железорудная	1. Магнетитовое оруденение магнезиальных скарнов	Образование магнезиальных скарнов магматической и послемагматической стадии Магнетитовое оруденение сопутствующего типа	Геологические комплексы древних докембрийских щитов и платформ	Месторождения района Адирондак (Сев. Америка), Центральной Швеции и др.
	2. Людвигит-магнетитовое оруденение магнезиальных скарнов	Образование магнезиальных скарнов магматической стадии Магнетитовое оруденение сопутствующего типа Людвигитовое оруденение сопутствующего типа	Древние докембрийские толщи Геологические комплексы средних этапов геосинклинального развития	Таежное (Вост. Сибирь) и др. Железный Кряж (Вост. Сибирь), Айрон Хэт, Кей Каньон и другие месторождения Калифорнии, Малко-Тырново (Болгария), Окиа-де-Фер (Румыния) и др.
	3. Магнетитовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Магнетитовое оруденение сопутствующего типа	Геологические комплексы ранних этапов геосинклинального развития Некоторые геологические комплексы средних этапов геологического развития	Многочисленные месторождения различных районов мира, в том числе Высокогорское, Горно-Благодатское, Магнитогорское (Урал), Соколово-Сарбайские (Казахстан), Телебес, Темир-Тау и др. (Зап. Сибирь), м-ния штатов Калифорния, Юта, Нью-Мексико (Сев. Америка), м-ния Рудных Гор (Европа), Италии, Румынии, Японии, Китая и др.

	4. Магнетитовое оруденение автореакционных скарнов	Автореакционное скарнирование Магнетитовое оруденение сопутствующего типа	Геологические комплексы начальных и ранних этапов геосинклинального развития Комплексы платформенных интрузий а) трапповая формация б) формация ультраосновных-щелочных пород	Евстюнинское и др. (Урал), Ангаро-Илимские (Сибирь) и некоторые др.
II. Скарново-кобальтовая	1. Кобальтин-магнетитовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Магнетитовое оруденение сопутствующего типа Сульфидное оруденение сопутствующего типа	Геологические комплексы ранних этапов геосинклинального развития	Дашкесанское (Кавказ), Кузган (Казахстан) и др.
	2. Саффлорит-глаукодот-арсенопиритовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Сульфидное оруденение сопутствующего типа	Не ясны	Ак-Джилга (Ср. Азия), Ховасы (Тува) и др.
III. Скарново-медная	1. Магнетит-халькопиритовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Магнетитовое оруденение сопутствующего типа Сульфидное оруденение сопутствующего и наложенного типов	Геологические комплексы средних и ранних этапов геосинклинального развития	Саяк (Казахстан), Ауэрбаховское (Урал), Клифтон-Мотенси (Аризона, США), Малко-Тырново (Болгария), м-ния Аляски, Канады, Японии и других районов
	2. Халькопиритовое (иногда с Au) оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное халькопиритовое оруденение пропилитовой или кварц-серицитовой формации	Геологические комплексы средних этапов геосинклинального развития	Турьинское (Урал), Базымчак (Ср. Азия), м-ния округа Маккей (Айдахо, США), Бисби (Аризона, США), Бингхем (Юта, США), Долорес, Санта-Фе и др., м-ния Мексики и многих других стран

Продолжение табл. 26

Промышленная группа	Генетический тип	Главные метасоматические и рудные процессы	Предпочтительные геологические условия	Примеры месторождений
IV. Скарново-полиметаллическая	1. Галенит-сфалеритовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное галенит-сфалеритовое оруденение пропилитовой формации	Геологические комплексы поздних этапов геосинклинального развития	Алтын-Топкан, Чал-Ата, Курусай и другие м-ния Ср. Азии, Тетюхе (Сибирь), Трепча (Югославия), Ганновер и другие м-ния шт. Нью-Мексико (США) и др.
	2. Полиметаллическое (полисульфидное) оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Сопутствующее и наложенное сульфидное оруденение	Геологические комплексы средних и поздних этапов геосинклинального развития	Кызыл-Эспе, Карагайлы (Казахстан), м-ния Центральной Швеции и др.
	3. Полиметаллическое оруденение магнезиальных скарнов	Образование магнезиальных скарнов Образование известковых скарнов Наложенное полиметаллическое оруденение пропилитовой формации	Геологические комплексы средних и поздних этапов геосинклинального развития	Кургашин-Кан, Кумышкан и другие м-ния Ср. Азии
	4. Магнетит-сфалеритовое оруденение магнезиальных скарнов	Образование магнезиальных скарнов Образование известковых скарнов Магнетитовое сопутствующее оруденение Сопутствующее и наложенное сульфидное оруденение		Некоторые месторождения Центр. Швеции
	5. Марганцево-цинковое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Оруденение, по-видимому, сопутствующего типа (не ясно)	По-видимому, очень специфические	Франклин (США)

V. Скарново-молибден-вольфрамовая	1. Молибденит-шеелитовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное молибденит-шеелитовое и сульфидное оруденение кварц-полевошпатовой формации	Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Тырны-Ауз (Кавказ), Ляшгар (Ср. Азия), Азегур (Марокко), Янцзы-Чжанзы (Китай) и др.
	2. Шеелит-сульфидное (иногда с SnO_2) оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное шеелит-сульфидное (иногда с SnO_2) оруденение кварц-полевошпатовой формации	Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Майхура, Кара-Тюбе (Ср. Азия), Гунщуцзяю и другие м-ния Китая, м-ния Калифорнии и Невады (США) и др.
	3. Шеелит-сульфидное (иногда с Au) оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное шеелит-сульфидное оруденение кварц-серицитовой или березитовой формации	Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Ингичке, Джиляо (Ср. Азия), Гумбейское (Урал), м-ния Хакассии (Зап. Сибирь), шт. Калифорнии и Невады (США), Бразилии и т. д.
VI. Скарново-редкометальная	1. Редкометально-полиметаллическое (нередко с W) оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное бериллиево-полиметаллическое и бериллиево-вольфрам-полиметаллическое оруденение грейзеновой формации	Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Некоторые м-ния Сибири, Казахстана, Китая, Бирмы и Сев. Америки
	2. Гельвин-магнетитовое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Магнетитовое оруденение сопутствующего типа Наложенное бериллиевое оруденение грейзеновой формации	Геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Айрон-Мантауэн (США), некоторые м-ния Ср. Азии, Казахстана

Продолжение табл. 26

Промышленная группа	Генетический тип	Главные метасоматические и рудные процессы	Предпочтительные геологические условия	Примеры месторождений
	3. Боратовое оруденение магнезиальных скарнов	Образование магнезиальных скарнов магматической стадии Сопутствующее боратовое оруденение	Геологические комплексы древних щитов и платформ Сложные геологические комплексы средних этапов развития геосинклиналей	Месторождения Казахстана, Китая, Сев. Америки, Цейлона
	4. Борат-редкометально-сульфидное оруденение магнезиальных и известковых скарнов	Образование магнезиальных скарнов магматической стадии Образование известковых скарнов Сопутствующее боратовое оруденение магнезиальных скарнов и кальцифиров Наложенное оруденение грейзеновой, кварц-серицитовой или березитовой формации	Сложные и специфические условия Типичность не ясна	Хольдон (Корея), некоторые м-ния Северной Америки
	5. Боросиликатное оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенное данбуритовое и датолитовое оруденение	Специфические условия Типичность не ясна	Месторождения Дальнего Востока и Средней Азии
	6. Урановое оруденение известковых скарнов	Образование известковых скарнов Наложенная урановo-сульфидная минерализация	Не ясны	Мери Кетлин (Австралия), некоторые м-ния Канады и Аляски

VII. Скарново-флогопитовая	1. Флогопитоносные магнезиальные скарны	Образование магнезиальных скарнов магматической и послемагматической фаций Сопутствующая флогопитизация скарнов	Геологические комплексы древних щитов и платформ	Многочисленные м-ния Сибири (Слюдянка, Алданская группа), Кореи, Канады, Цейлона и др.
		Автореакционное скарнирование Флогопитовое оруденение сопутствующего типа	Комплекс ультраосновных-щелочных интрузий щитов и платформ	Гулинское (Сибирь)
	2. Флогопитоносные автореакционные скарны			

к кварцевым жилам, выполняющим «рудоподводящие» трещинки, сменяются сфалерит-галенит-кварцевыми рудами. Некоторая пространственная разобщенность различных по составу руд представляет метасоматическую колонку замещения:

3	2	1	0
⟶ Кварц	Сфалерит-галенит-кварцевые руды (кварц, галенит, сфалерит)	Полиминеральные руды (сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и др., кальцит, эпидот, актинолит)	Скарн ⟶

В этой колонке на фронте замещения хорошо растворимых пироксеновых скарнов выпадают все второстепенные компоненты раствора (и вследствие падения давления, и вследствие нейтрализации), а ближе к главным путям циркуляции растворов руды сложены главными рудными минералами с основным минералом раствора — кварцем.

Разности скарнов, сложенные алюмосиликатными минералами — эпидозиты, гранатовые скарны и т. д. — окварцованы, содержат бедную вкрапленность галенита, сфалерита или пирита или совсем безрудны.

Наблюдение за соотношениями оруденения и пропилитизации вмещающих пород показывает, что рудоотложение происходит из тех же растворов, которые вызывают пропилитизацию пород рудного поля. Можно видеть как кварцевые, так и кварц-эпидотовые жилки из вмещающих пород, где они сопровождаются всем комплексом «пропилитового» изменения, переходят в скарны, вызывают их оруденение и окварцевание; иначе говоря, пропилитизирующие растворы в благоприятных участках — наиболее прогретые зоны интенсивного воздействия растворов, в которых расположены скарны (основная хорошо растворимая среда), — вызывают образование рудных тел.

Минеральный состав и парагенезисы различных фаций наложенных руд весьма разнообразны. Оценивая температурные условия оруденения наложенного типа, на основании данных по синтезу и термометрии рудных и нерудных минералов (см. рис. 138) можно оценить температурный диапазон первичных руд наложенного типа в широких пределах от 500—450° до 200° С.

Оруденение наложенного типа не пользуется практически заметным распространением в условиях абиссальной фации глубин-

ности. Поэтому глубины, благоприятные для скарновых месторождений этого типа, могут быть прогнозированы в интервале от 1,0—1,5 до 15 *км*, хотя нижняя граница глубинности некоторых месторождений вызывает сомнение.

Наконец, для всех месторождений с оруденением наложенного типа характерно интенсивное проявление процессов кислотной стадии. Следовательно, для оруденения наложенного типа (в отличие от апоскарнового сопутствующего оруденения) наиболее благоприятны геологические условия интенсивности проявления кислотной стадии, разные процессы которой вызывают образование различных фаций наложенных руд.

Подытоживая изложенный в главе материал, в табл. 26 приведена сводная характеристика главных генетических типов скарновых месторождений. Месторождения сгруппированы по промышленным группам. Генетические типы выделены по ведущим скарновым и рудным процессам. Обозначены главные процессы метасоматизма и оруденения, а также наиболее благоприятные геологические комплексы. Это не означает, конечно, невозможности возникновения месторождений и в других комплексах, а также проявления в месторождениях других метасоматических и рудных процессов. Однако обозначенные процессы и комплексы, несомненно, являются ведущими и наиболее предпочтительными.

Заканчивая характеристику скарновых месторождений, следует указать, что особенности эволюции кислотно-основных свойств растворов и температурного режима оказывают свое влияние и на минеральный состав возникающих рудных фаций. Это вызвано тем, что каждый из минералов характеризуется своим специфическим диапазоном наиболее благоприятных условий для осаждения, и, в первую очередь, условий температуры и кислотности — основности растворов. Кроме того, несомненно, влияние на минеральный состав и «металлическую специфику» скарноворудных образований оказывает определенная металлогеническая специализация магматических комплексов. Однако это самостоятельная проблема, требующая специальной разработки.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд-во УзССР, 1947.

Богданович К. И. Рудные месторождения. Т. 1, 2. Изд. Горн. ин-та, 1912.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.

Гитар Ж. и Лаффитт П. Скарны пика Костабоны (Восточные Пиринеи). В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис. «Изв. АН СССР», серия геол., 1936, № 1.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 14.)

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. В сб.: «Граниго-гнейсы». Изд-во АН СССР, 1960_1. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14.)

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений. В сб.: «Магматизм и полезные ископаемые», 1960_2. (Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.)

Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. В сб.: «Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960_3. (Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 17.)

Жариков В. А. и Власова Д. К. Контактовые роговики и скарны месторождения Майхура. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Жариков В. А. Некоторые вопросы генезиса скарново-магнетитовых месторождений Урала. В сб.: «Магнетизм, метаморфизм и металлогения Урала». 1963. (Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. 1.)

Жариков В. А. и Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сб.: «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях». Изд-во «Недра», 1965.

Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. д-р дисс., 1966.

Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 122, ч. 1, 2, 3, 1922—1927.

Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 173, ч. 2, 1929.

Зив Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. ВИМС, 1939, вып. 145.

Карасик М. А. Послемагматические рудные поля и их классификация. Изд-во АН СССР, 1963.

Карпова Е. Д. и Ивашенцев А. Г. Скарны. В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.

Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1945, № 3.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1947. (Тр. ИГН, вып. 29.)

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Изд-во АН СССР, 1948. (Тр. ИГН, вып. 68.)

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

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

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. Изд-во АН СССР, 1962.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд.)

Крутов Г. А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении. Тр. МГРИ, 1937, т. 10.

Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 67.)

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения Алданского щита. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. 5, 1958.

Материалы по геологии скарновых зон Средней Азии. Тр. Узб. фил. АН СССР, серия 8, вып. 6, 1941.

Нестеренко Г. В. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырны-Ауз. «Геохимия», 1960, № 4.

Нопф А. Пирометасоматические месторождения. В сб.: «Геология рудных м-ний зап. штатов США». ОНТИ, 1937.

Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 39, 1960.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 52.)

Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. Тр. МГРИ, 1939, т. 13.

Пэк А. А. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырны-Ауз. Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ИГЕМ, вып. 56.)

Смолин П. П. Контактные процессы послеюрских интрузий Алдана. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИГЕМ, вып. 38.)

Соловьев С. П. Рудоносный район Тырны-Ауз. В кн.: «Петрография СССР», серия 2, вып. 6, 1940.

Сущинский П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в Юго-Западной Финляндии. Тр. СПб об-ва естеств., т. 36, вып. 5, 1912.

Чернышев В. Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. «Геология рудных м-ний», 1961, № 3.

Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. «Геология рудных м-ний», 1961_1, № 1.

Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах. «Геология рудных м-ний», 1961_2, № 3.

Шабынин Л. И. [и др.]. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1, 1947.

Berg G. Zur Gliederung des Vorganges der Kowtaktmetamorphose. Zeitschr. fur pract. Geologie. 1920, Hf. 8, 123—125.

Burnham C. W. Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, No. 7, 1959.

Cotta B. Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Wien. Braumüller, 1864.

Escola P. Die metamorphen Gesteine. In Buch: «Die Entstehung der Gesteine». Berlin, 1939.

Fischer W. Gesteins und Lagerstättenbildung im Wandel der wissenschaftlichen Anschaung. Stutgart, 1961.

Fonteiles M. Contribution a l'etude des skarns de Kamioka, prefecture de Gifu, Japan J. Fac. Sci. Univer. of Tokyo, sec. II, 1962, vol. 14, pt. I.

Goldschmidt V. M. Contact metamorphose im Kristianiagebiet. 1911.

Groddeck Al. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, 1879.

Hess F. L. Tactite — the product of contact metamorphism. Amer. Journ. Sci., vol. 48, No. 287, 1919.

Kemp J. F. Contact deposits: types of ore deposits. Min. and Sci. Press, 1911.

Leonard B. F., Buddington A. F. Ore deposits of the St. Lawrence County Magnetite district, N. W. Adirondack, N. Y. U. S. Geol. Surv., Prof., Pap. 77, 1964.

Lindgren W. The character and genesis of certain contact deposits. Amer. Inst. Min. Eng. Trans., 1902, vol. 31.

Lindgren W. The copper deposits of the Clifton — Morenci district, Arisona. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 43, 1905.

Magnusson N. H. Längbans malmtrakt. Geologisk berkrivning Sver. Geol. Undersökning, ser. No. 23, 1930.

Prescott B. «Some observations on contact metamorphic deposits». Econ Geol., vol. 10, 1915.

Show D. M., Moxham R. L., Fliby R. H. and Lapkowsky W. W The petrology and geochemistry of some Grenville skarns. Pt. I, II. Canadian Mineralogist, pt. 3, 4, 1963.

Stutzer O. Kontactmetamorphe Erzlagerstätten. Zeitschr. pract. Geol., vol. 17, H. 4, 1909.

Tsusue A. Contact metasomatic iron and copper ore deposits of the Kamaishi mining district, N. E. Japan. J. Fac. Sci. Univer. of Tokyo, sec. II, 1961, vol. 13.

Uglow W. L. A review of the existing hypotheses on the origin of the secondary silicate zones at the contact of intrusives with limestones. Pt. I, II. Econ. Geol., vol. 8, No. 1, 3, 1913.

Umpleby I. B. The genesis of Mackay copper deposits, Idaho Econ. Geol., vol. 9, No. 4, 1914.

Глава пятая

АЛЬБИТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В формацию альбититовых месторождений объединены весьма своеобразные типы месторождений редких элементов — тантала, ниобия, бериллия, лития, редких земель, олова, вольфрама, генетически связанные с процессами высокотемпературного постмагматического метасоматоза кислых и щелочных пород. Ведущее значение альбитизации в постмагматическом изменении материнских магматических пород рассматриваемой группы позволяет объединить все связанные с ними месторождения в рамках единой альбититовой формации. При этом, однако, необходимо оговориться, что формирование альбититовых месторождений редких элементов представляет собой весьма сложный метасоматический процесс, практически объединяющий все стадии высокотемпературного постмагматического метасоматоза, проявляющиеся в период становления интрузивных комплексов кислого и щелочного состава.

История изучения месторождений редких элементов альбититовой формации, особенно связанных с кислыми породами, едва насчитывает десяток лет. Несмотря на то что колумбитовые месторождения Северной Нигерии, связанные с альбитизированными рибекитсодержащими гранитоидами, известны и разрабатываются несколько десятилетий, их метасоматическая природа долгое время не обращала на себя внимания исследователей, относивших эти месторождения к группе типичных магматических образований (Jacobson и др., 1945, 1951; Beer, 1952).

Между тем, альбитизированные граниты Северной Нигерии уже в течение нескольких десятилетий являются основным поставщиком ниобия для промышленности капиталистических стран, ежегодно давая 75—80% мировой добычи ниобия (без СССР и стран социалистического лагеря). Общие запасы пятиокиси ниобия в альбитизированных гранитоидах Северной Нигерии оцениваются в 430 тыс. *т*. Из этого количества 70 тыс. *т* заключено в колумбитоносных альбитизированных гранитах плато Джос, в пределах которого и осуществляются широкие эксплуатационные работы (в 1962 г. было добыто 2300 *т* колумбитового концентрата). До 1960 г. добыча колумбита производилась из россыпей и коры выветривания гранитов, дезинтегрированной на значительную глубину в процессе гипергенеза в тропических условиях. Однако после 1960 г. начата разработка и коренных колумбитсодержащих пород, роль которых в добыче колумбитовых концентратов в настоящее время возросла до 65%. Подготавливается разработка пирохлорсодержащих альбитизированных гранитов долины Каффо, запасы пятиокиси ниобия в которых оцениваются в 360 тыс. *т* при содержании Nb_2O_5 близком к 0,3%. Ожидается, что в ближайшем будущем из этих пород ежегодно будет добываться несколько тысяч тонн пирохлорового концентрата.

В Советском Союзе месторождения альбититовой формации, связанные с гранитоидами, были выявлены и изучены в течение последнего десятилетия, предоставив в распоряжение геологов и геохимиков интереснейший фактический материал, позволяющий по-новому подойти к объяснению ряда сложных явлений высокотемпературного постмагматического минералообразования.

В 1958 г. автором настоящей работы (Беус, 1958) при анализе роли комплексообразования для переноса редких элементов постмагматическими растворами было обосновано значение изменения режима кислотности-щелочности минералообразующих растворов в процессах метасоматоза (в том числе при альбитизации) как фактора концентрации редких элементов в альбитизированных и грейзенизированных пегматитах и гранитах. В 1959—1960 гг. в отечественной литературе появился ряд оригинальных работ, посвященных детальному описанию выявленных в Советском Союзе в период 1955—1958 гг. месторождений метасоматически измененных гранитоидов, содержащих берилл (Беус, Ситнин, 1959; Некрасов, 1960), микролит и колумбит-танталит (Беус, Ситнин, 1960), колумбит и циркон (Масгутов, 1960; Павленко и др., 1960; Северов, 1960). В процессе проведенных исследований было обосновано важное промышленное значение метасоматически измененных гранитоидов для добычи тантала (месторождения микролита, танталита и богатого танталом танталита-колумбита), бериллия (метасоматически измененные граниты, содержащие берилл и бертрандит), а также редких земель иттриевой группы (месторождения иттроземельных ниобатов и гагаринита).

Теоретические аспекты, характеризующие геохимические особенности формирования метасоматически измененных гранитоидов и накопление в них ряда редких элементов, были рассмотрены в ряде работ автора (Беус, 1961, 1963; Залашкова, 1962), а также Э. Северова (1962) и Д. Минеева (1963). Материалы по геологии, петрографии, минералогии и геохимии альбитизированных и грейзенизированных редкометальных гранитоидов были обобщены в коллективной монографии, выпущенной Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) в 1962 г. (Беус и др., 1962). В этой работе впервые для характеристики интенсивно метасоматически измененных гранитоидов был предложен термин «апограниты», уже вошедший в советскую и зарубежную литературу. Следует подчеркнуть, что основой для теоретических построений во всех упомянутых работах явилась разработанная Д. Коржинским теория метасоматических процессов.

Альбититы, связанные со щелочными породами, детально изучались И. Царовским (1957), И. Тихоненковым (1961), Ф. Апельциным (1961) и др. Парагенетический анализ этих пород по методу Д. Коржинского был проведен А. Павленко и В. Коваленко (Павленко, Коваленко, 1961; Павленко, 1963).

В настоящее время месторождения альбититовой формации, связанные с гранитоидами, выявлены в геохимических провинциях Советского Союза, начиная от докембрийских и кончая мезозойскими. За рубежом альбитизированные гранитоиды, несущие повышенные концентрации редких элементов, помимо упомянутых выше месторождений Северной Нигерии, известны в ряде районов Африки и Южной Америки. В последние годы редкометальные апограниты выявлены также во Франции. Появляющиеся ежегодно новые данные позволяют заключить, что месторождения рассматриваемой группы, а также альбититы, связанные со щелочными породами, широко распространены.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Геологическое положение месторождений редких элементов альбититовой формации

Месторождения альбититовой формации, являющиеся продуктами высокотемпературных постмагматических этапов становления интрузивных комплексов кислого и щелочного состава, характерны для всех периодов развития верхних структурных ярусов литосферы от докембрия до кайнозоя, сопровождавшихся соответствующей интрузивной

деятельностью. В настоящее время известны альбититовые апограниты и щелочные альбититы докембрийского (Украина), верхнекаледонского (Сибирь), герцинского (Урал, Казахстан и др.) и киммерийского (Забайкалье) возраста.

Анализ геологических данных, характеризующих особенности геологического положения месторождений рассматриваемой формации, показывает, что большинство интрузий гранитоидов, в апикальной части которых сформировались массивы альбитовых апогранитов, а также

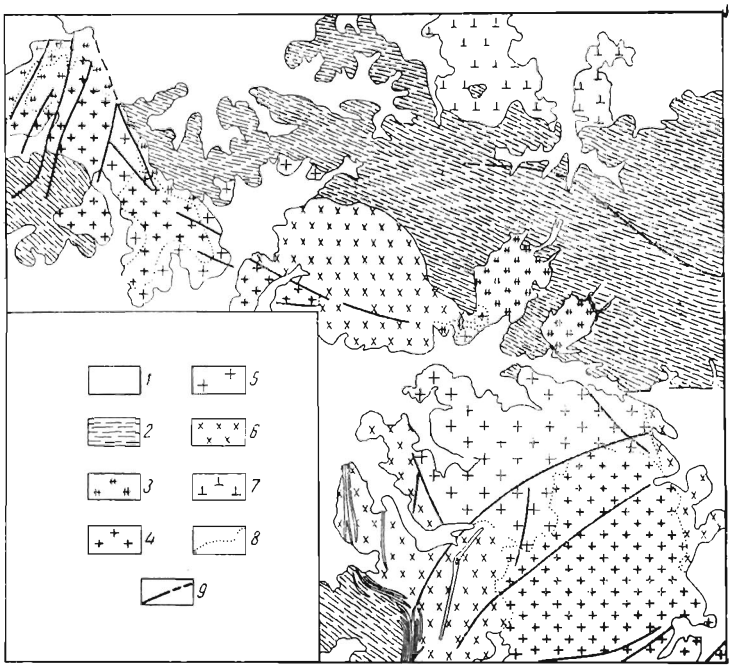


Рис. 140. Массивы и зоны альбитовых апогранитов, контролируемые разрывными структурами в области завершенной складчатости (Казахстан)

1 — рыхлые четвертичные и неогеновые отложения; *2* — песчано-сланцевая свита (песчаники, алевролиты); *3* — мелко- и среднезернистые рибекитовые апограниты; *4—5* — биотитовые порфировидные граниты: *4* — среднезернистые, *5* — крупнозернистые; *6* — гранодиориты, граносиениты и кварцевые сиениты; *7* — габбро, габбродиориты; *8* — границы фаций; *9* — разрывные нарушения

щелочных интрузивных комплексов, с которыми связаны альбититовые месторождения, образовались на глубине 1,5—3, реже 3—4 *км* и, таким образом, принадлежат к интрузиям малых и средних глубин.

В региональном плане может быть выделено два типа структур, контролирующих положение интрузивных массивов, с которыми связаны месторождения альбититовой формации: 1) структуры древних платформенных областей; 2) структуры областей завершенной складчатости.

В пределах древних платформенных областей более широко развиты альбититовые месторождения, ассоциированные со щелочными магматическими комплексами. Последние обычно связаны с подвижными участками платформ и контролируются глубинными разломами, развитыми в пределах цоколя платформ (Балтийский щит и др.), а также с региональными дизъюнктивами типа краевых разломов (Украинский кристаллический массив).

Альбитовые и микроклиновые апограниты обнаруживаются в пределах древних платформ реже, преимущественно в связи с региональными разломами краевого типа (Украинский кристаллический массив).

В областях завершенной складчатости месторождения альбититовой формации преимущественно связаны со средней стадией развития складчатых областей, пространственно располагаясь во внутренних зонах миогеосинклиналей (со срединными массивами) в пределах складчатых поясов полициклического развития (по классификации тектонических зон, предложенной В. Смирновым, 1961). Характерна также приуроченность месторождений рассматриваемой формации к ослабленным участкам рамы палеозойско-мезозойских и мезозойских геосинклиналей. В этих участках в ряде случаев формируются геоантиклинальные поднятия, характеризующиеся широким развитием

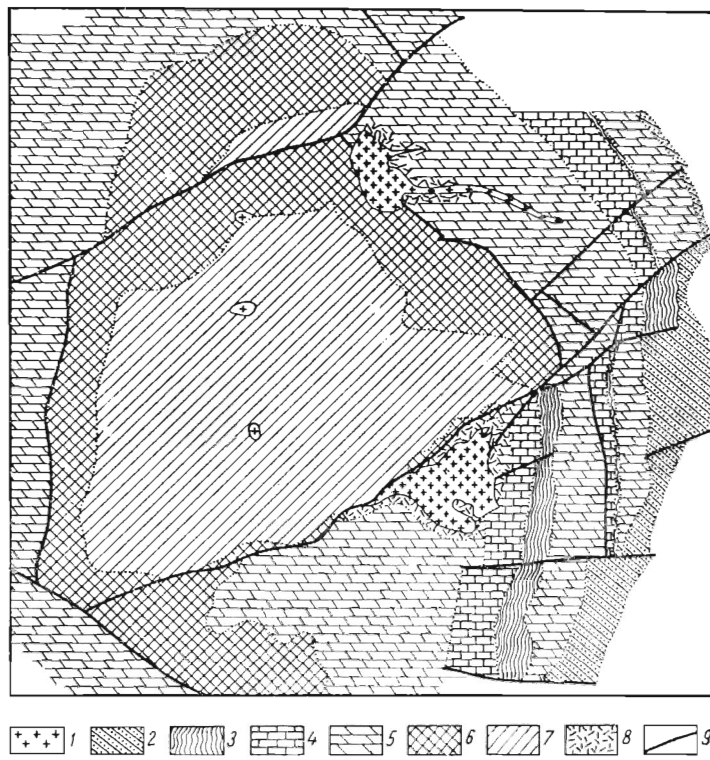


Рис. 141. Массивы метасоматически измененных гранитов, связанные с разрывными нарушениями на крыльях антиклинальной складки (Юго-Восточная Азия)

1 — граниты альбитизированные и грейзенизированные; *2* — песчаники, сланцы, конгломераты; *3* — песчаники, сланцы; *4* — известняки; *5* — доломитизированные известняки и доломиты; *6* — песчаники, сланцы, кварциты, конгломераты; *7* — кварциты, песчаники; *8* — зоны флюоритизации с оловянно-бериллиевой минерализацией; *9* — тектонические нарушения

разрывных деформаций (Темников, Тунин, 1965) и активной интрузивной деятельностью. Именно с подобными структурными зонами связаны массивы альбитовых апогранитов Казахстана, Забайкалья и Дальнего Востока.

Особенно благоприятные условия для формирования массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов (альбитовых апогранитов) создаются в зонах сопряжения сравнительно молодых синклинальных прогибов и более древних палеозойских консолидированных глыб. Эти зоны характеризуются развитием глубоких региональных разломов, отличающихся длительным периодом развития и интенсивной магматической деятельностью. Не менее перспективны с этой точки зрения также разломы, возникающие в пределах древних стабильных глыб, располагающихся в центральных и краевых частях

более молодых миогеосинклиналей. Значительный интерес с точки зрения формирования метасоматических фаций гранитоидов, обогащенных редкими элементами, представляют также области активизированных платформ, в пределах которых широко развиты гранитоидные комплексы, контролируемые мощными разломами, расчленяющими древнюю платформу на отдельные глыбовые блоки (Юго-Восточная Азия и др.).

Максимальное развитие процессы постмагматического метасоматоза получают в пределах куполовидных выступов и апофиз гранитных массивов. Последние обычно залегают в сводовых частях и на крыльях нарушенных антиклинальных складок, а также во флексурообразных

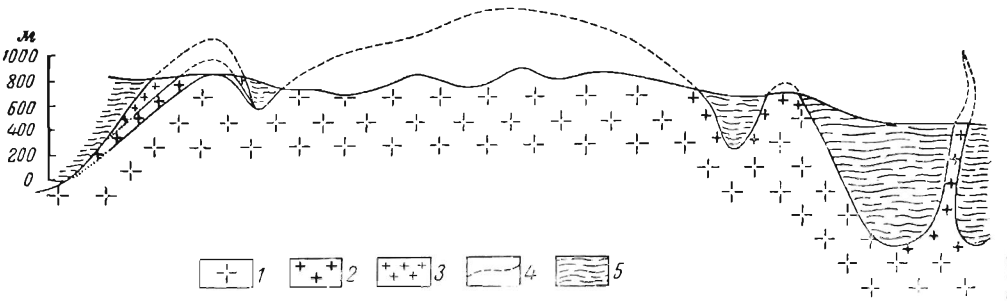


Рис. 142. Разрез через массив микроклинизированных ультракислых гранитов, в апикальных выступах которого сформировались апограниты

1 — порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты с явлениями высокотемпературного окварцевания; *2* — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *3* — литионит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *4* — реставрация кровли; *5* — сланцы

изгибах складок второго порядка, осложняющих крылья более крупных пликативных структур. Во всех случаях пространственное положение массивов апогранитов четко контролируется развитием дизъюнктивных структур различного типа. Среди последних выделяются участки пересечения дизъюнктивных структур различного порядка, трещинные зоны скалывания, а также разломы, оперяющие крупные разрывные структуры (рис. 140, 141).

Ю. Темников (1965) выделяет следующие основные типы структур месторождений редкометальных апогранитов.

1. Месторождения во флексурообразных изгибах складок, приуроченные к трещинным зонам скалывания, оперяющим разломы.

2. Месторождения в сводах и на крыльях антиклинальных складок, локализующиеся в местах пересечения сбросов с более древними разломами.

3. Месторождения на крыльях антиклинальных складок, тяготеющие к зонам смятия.

4. Месторождения, приуроченные к разломам, оперяющим древние зоны смятия.

Характерной особенностью локализации редкометальных альбитовых апогранитов в пределах отдельных интрузивных комплексов, как уже отмечалось, является их приуроченность к апикальным участкам, апофизам или куполовидным выступам гранитных массивов (рис. 142). В плане эти образования обычно представлены мелкими (единицы квадратных километров) массивами или телами изометричной или вытянутой формы. Глубина распространения апогранитов всецело определяется структурными факторами. Обычно мощность альбитизированной эндоконтактовой части массивов, характеризующаяся высокой концентрацией тех или иных редких элементов, не превышает первые сотни метров. Однако известны массивы апогранитов, приуроченные к глубоким тектоническим зонам и отличающиеся отсутствием видимого уменьше-

ния интенсивности метасоматических явлений до глубины более 600 *м*. Подобные массивы, переработанные потоком восходящих постмагматических растворов, могут заключать в себе весьма значительные запасы редкометальных руд.

Альбититовые месторождения, связанные со щелочными и щелочно-габброидными магматическими комплексами, сформированными в пределах областей завершенной складчатости, также тяготеют к нарушенным срединным массивам или ослабленным периферическим зонам рамы складчатых поясов. В ряде случаев материнские массивы щелочных пород залегают в пределах трещинных зон антиклинориев, в среде более древних метаморфических пород (Апельцин, 1961).

Таким образом, одним из ведущих геологических факторов, определяющих условия формирования как кислых, так и щелочных интрузивных комплексов, с которыми генетически связаны месторождения альбититовой формации, является их приуроченность к областям послескладчатого трещинного магматизма.

Что же касается пространственного положения различных метасоматических фаций в пределах массивов редкометальных альбитовых апогранитов, в том числе фаций, несущих наиболее высокие концентрации редких элементов, то могут быть выделены два типа структурных факторов, контролирующих развитие процессов метасоматического изменения вмещающих магматических пород и накопление редких элементов в продуктах рассматриваемого процесса. К первому типу факторов относится экранирующая роль кровли интрузивного массива. В массивах и телах редкометальных альбитизированных пород, эродированных в минимальной степени, этот фактор определяет локализацию обогащенных редкими элементами метасоматических фаций в виде залежей, примыкающих к контакту или расположенных на некотором удалении от него и повторяющих все изгибы плоскости контакта. В этом случае наиболее перспективные участки продуктивной зоны формируются в участках пологих куполовидных перегибов плоскости контакта.

В более глубоко эродированных массивах альбитизированных пород, а также в случаях связи процессов постмагматического метасоматоза с трещинными зонами глубокого заложения, секущими апикальные участки интрузивных комплексов, ведущее значение с точки зрения пространственного положения метасоматических фаций и контроля редкометальной минерализации приобретает внутриминерализационная трещиноватость, определявшая характер миграции постмагматических растворов в пределах интрузивного тела. Наиболее перспективными участками в этих случаях являются зоны пологой трещиноватости и участки пересечения трещинных зон различной ориентировки. В первом случае рудоносные залежи имеют в большинстве случаев относительно пологое залегание и, как правило, быстро выклиниваются на глубину в диапазоне 20—150 *м*. Во втором случае глубина развития рудной зоны определяется особенностями трещинной структуры месторождения и может быть значительно большей (сотни метров).

Геолого-петрографические особенности материнских магматических формаций

Месторождения альбититовой формации, связанные с гранитоидами (редкометальные альбитовые апограниты), преимущественно развиваются в пределах материнских массивов интрузивных пород, лишь в редких случаях выходя за их границы во вмещающие породы. Последние, как правило, представлены магматическими породами кислого, среднего или щелочного состава или же интенсивно метаморфизованными кристаллическими породами типа гнейсов.

Морфологически интрузивные массивы гранитоидов, с которыми связаны редкометальные альбитовые апограниты, в большинстве случаев представлены интрузиями трещинного типа, имеющими в плане сравнительно небольшие размеры (единицы, первые десятки квадратных километров). В ряде случаев подобные массивы являются куполовидными выступами крупных интрузивных тел, залегающих на глубине нескольких километров.

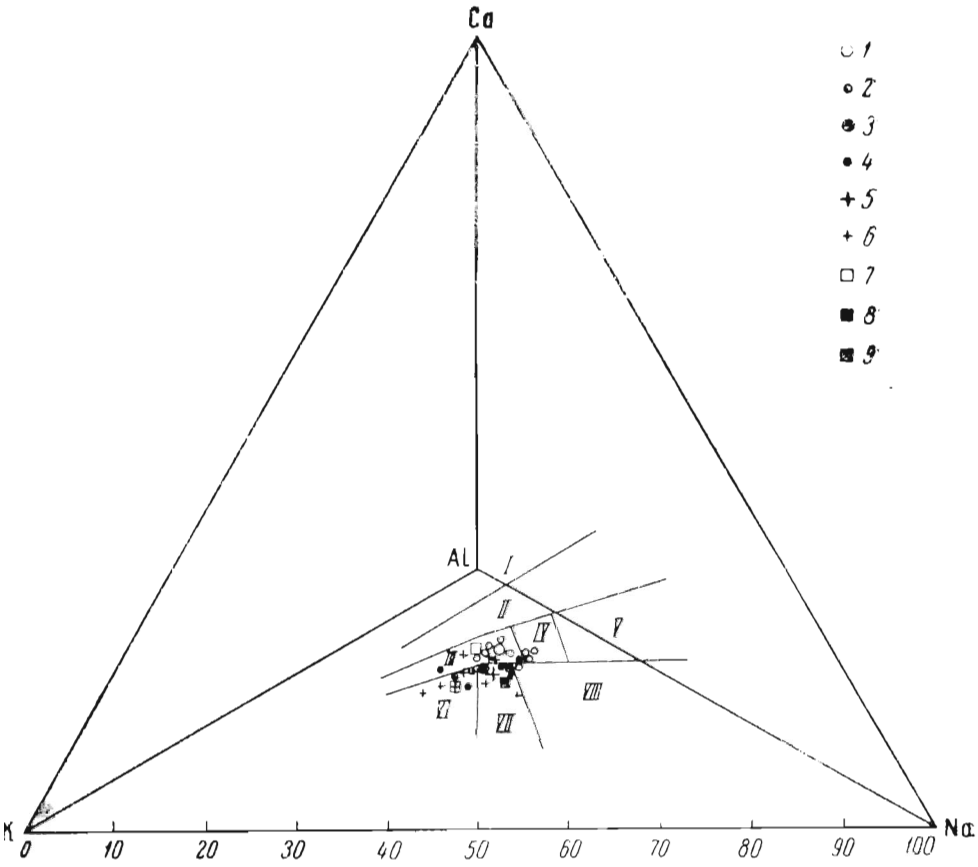


Рис. 143. Тетраэдрическая диаграмма K—Na—Al—Ca, характеризующая состав материнских пород альбитовых апогранитов

1—2 с бериллиевой и вольфрам-бериллиевой минерализацией (средний состав и частные анализы); *3—4* — с литиево-танталовой минерализацией (средний состав и частные анализы); *5—6* — с циркониево-ниобиевой редкоземельной минерализацией (средний состав и частные анализы); *7* — нормальные граниты (средний состав); *8* — калий-натриевые лейкократовые граниты; *9* — аляскиты.

Поля: *I* — кварцевых диоритов; *II* — гранодиоритов; *III* — нормальных гранитов; *IV* — адамеллитов; *V* — плагиогранитов; *VI* — аляскитов; *VII* — калий-натриевых лейкократовых гранитов; *VIII* — альбитовых апогранитов

По составу и петрографическим особенностям материнские гранитоиды редкометальных месторождений альбититовой формации представлены тремя главными типами (Беус, Ситнин, 1965):

1) нормальными биотитовыми и двуслюдяными гранитами (реже адамеллитами) с четко проявленной ранней микроклинизацией;

2) калий-натриевыми лейкократовыми гранитами с заметным проявлением микроклинизации, грейзенизации и альбитизации;

3) калиевыми гранитами аляскитового типа (существенно микроклинизированными, рис. 143).

С последней разностью в ряде случаев связаны типичные щелочные разности гранитов, существенно измененные в результате проявле-

Таблица 27

Химический состав гранитоидов, являющихся материнскими для редкометальных альбитовых апогранитов
(в вес. %)

Окислы	I		II		III	
	Среднее из 12 анализов	От — до	Среднее из 10 анализов	От — до	Среднее из 24 анализов	От — до
SiO_2	73,0	71,30—75,14	75,0	72,96—76,04	74,0	71,4 —77,8
TiO_2	0,1	0,02 — 0,25	0,06	0,02— 0,12	0,3	0,02— 0,70
Al_2O_3	14,8	13,22—16,44	13,8	11,84—16,00	13,1	11,93—14,80
Fe_2O_3	0,6	0,2 — 1,67	0,7	0,80— 0,96	1,1	0,2 — 3,81
FeO	1,3	0,36— 2,08	0,4	0,2 — 0,96	0,6	0,1 — 2,22
MnO	0,1	0,04— 0,14	0,03	0,01— 0,07	0,03	0,01— 0,15
MgO	0,3	0,14— 0,70	0,2	0,03— 0,54	0,2	0,05 — 0,54
CaO	0,8	0,46— 1,42	0,6	0,30— 0,83	0,9	0,22— 2,17
Na_2O	3,7	3,08— 4,69	3,3	2,86— 4,26	3,6	2,78— 4,37
K_2O	4,3	3,20— 5,32	5,3	3,87— 6,03	4,8	3,87— 6,55
Na/K	1,4	0,93— 2,00	1,0	0,62— 1,68	1,1	0,62— 1,68
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0,6	0,17— 2,6	2,10	0,27— 3,0	4,3	0,19— 3,0
K_a	0,73	0,63— 0,80	0,81	0,73— 1,00	0,85	0,68 — 1,03

I — материнские гранитоиды апогранитов с бериллиевой и вольфрам-бериллиевой минерализацией; II — материнские гранитоиды апогранитов с литиево-танталовой минерализацией; III — материнские гранитоиды апогранитов цирконнево-ниобиевой и редкоземельной минерализации.

ния процессов постмагматического щелочного метасоматоза. В табл. 27 обобщены имеющиеся химические анализы материнских гранитоидов, с которыми связаны редкометальные альбитовые апограниты различных типов.

Выделенные три группы гранитов, являющихся материнскими для альбитовых апогранитов, несущих различную редкометальную минерализацию, включают все отмеченные выше разности гранитоидов от нормальных гранитов до ярко выраженных калиевых разностей аляскитового типа.

При этом материнские гранитоиды апогранитов, несущие бериллиевую или вольфрам-бериллиевую минерализацию, в основном представлены нормальными, а также лейкократовыми калий-натриевыми гранитами (лишь отдельные анализы гранитоидов этой группы принадлежат адамеллитам). Материнские гранитоиды альбитовых апогранитов, обогащенных минералами тантала и лития, а также апогранитов с цирконнево-ниобиевой и редкоземельной минерализацией на диаграмме K — Na — Ca — Al (см. рис. 143) частью тяготеют к полю нормальных гранитов, относительно обогащенных калием. Однако значительная часть фигуративных точек гранитоидов этой группы располагается в поле типичных калиевых гранитов-аляскитов, приближаясь по составу к щелочным гранитам. Таким образом, выделенные группы гранитов, несмотря на существенные вариации химического состава в пределах каждой из них, закономерно различаются по щелочности. Последняя увеличивается от материнских гранитоидов бериллиеносных апогранитов к гранитоидам, с которыми связаны месторождения альбититовой формации, несущие повышенные концентрации циркония, ниобия и редких земель иттриевой группы.

По сравнению с нормальными гранитами выделенные материнские группы гранитоидов редкометальных альбитовых апогранитов характеризуются более низкими содержаниями железа, магния и кальция и повышенным содержанием натрия, приближаясь по среднему составу к лейкократовым калий-натриевым гранитам и аляскитам (Беус, Ситнин, 1965).

Наиболее существенными признаками различия выделенных групп материнских гранитоидов являются закономерное уменьшение содержания алюминия (проявляющееся, в частности, в изменении коэффициента агпаитности), а также достаточно резкое увеличение отношения закисного железа к окисному от первой группы к третьей, подчеркивающее различие режима кислотности — щелочности в процессе формирования рассматриваемых групп гранитов.

Необходимо подчеркнуть, что весьма характерной чертой материнских гранитоидов, с которыми связаны редкометальные альбитовые апограниты, является повсеместное и достаточно интенсивное развитие раннего калиевого метасоматоза, проявленное в широком распространении метасоматического калиевого полевого шпата. Последнее является главной причиной несколько повышенной щелочности рассматриваемых гранитоидов, что в ряде случаев не учитывается в должной степени при характеристике подобных пород[1]. Особенно интенсивный калиевый метасоматоз гранитоидов местами имеет место при внедрении рудоносных гранитов в карбонатные породы в процессе инфильтрационного замещения известняков. Рассматривая влияние карбонатной магнезиально-известковой контаминации на формирование гранитоидов, И. Говоров (1964) совершенно справедливо отмечает характерное для подобных образований широкое распространение автометасоматической микроклинизации и резко угнетенное проявление кислотного метасоматоза. Развитие калиевого метасоматоза в подобных случаях местами идет вплоть до образования в эндоконтактовых зонах гранитных массивов сиенитоподобных метасоматических пород. Альбитовые апограниты, сформировавшиеся по подобным сиенитизированным породам, по составу и характеру редкометальной минерализации практически не отличаются от аналогичных образований, связанных с нормальными или лейкократовыми микроклинизированными гранитами.

Месторождения альбититовой формации, связанные со щелочными породами, в отличие от альбитовых апогранитов так же часто развиваются среди различных вмещающих пород экзоконтактовой зоны, как и в теле материнской интрузии. Материнскими породами редкометальных альбититов в этих случаях являются весьма разнообразные типы щелочных пород, начиная от щелочных сиенитов и кончая нефелиновыми сиенитами фойяитового типа.

Дифференцированные массивы щелочных пород ряда фойяит — луяврит — малиньит, прорывающие кислые метаморфические породы (гнейсы), обычно сопровождаются экзоконтактовыми зонами альбитизированных фенитов с редкометальной минерализацией. Непосредственно в пределах массивов в ряде случаев также наблюдаются зоны альбитизации, связанные с разрывными нарушениями, секущими нефелиновые сиениты.

Интенсивная альбитизация местами развивается в связи с массивами нефелиновых сиенитов фойяитового типа, располагающихся в платформенных областях в пределах краевых разломов или разломов, секущих метаморфические породы цоколя платформы. При этом имеет место образование метасоматических нефелин-альбитовых пород типа мариуполитов, а также типичных альбититов, несущих редкометальную минерализацию (Лебедев, 1934; Царовский, 1957, 1958). Фойяиты, связанные с зонами разломов в пределах областей завершенной складчатости и являющиеся поздними дифференциатами интрузивных комплексов нефелин-сиенитового, а также щелочно-габброидного состава, обычно также сопровождаются альбититами. Последние развиваются

[1] Используемый в ряде случаев для характеристики подобных гранитоидов термин «субщелочные» не дает четкой информации о химических особенностях рассматриваемых пород, среди которых наблюдаются как нормальные ($K_a < 0{,}80$), так и субщелочные ($K_a = 0{,}80—1{,}0$) и щелочные ($K_a > 1$) разности.

Таблица 28

Парагенетические типы редкометальных апогранитов

Типы апогранитов	Главные породообразующие минералы	Типоморфные второстепенные минералы	Характерные редкометальные акцессорные минералы
Альбитизированные и грейзенизированные нормальные и аляскитовые граниты			
Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты с участками и зонами альбитизации и грейзенизации	Микроклин, олигоклаз-альбит (олигоклаз), альбит, кварц	Биотит, мусковит	Берилл (хризоберилл), эвксенит, стрюверит
Апограниты нормального ряда			
Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами бериллия	Альбит, кварц, микролин	Мусковит	Берилл, бертрандит, фенакит, вольфрамит, молибденит, минералы висмута, касситерит
Апограниты субщелочного ряда			
Литионит-микроклин-кварц-альбитовые			
литионит-амазонит-кварц-альбитовые с минералами тантала и ниобия	Альбит, амазонит, кварц	Криофиллит, лепидолит, топаз	Колумбит-танталит, колумбит, микролит, пирохлор-микролит, касситерит
биотит-амазонит-кварц-альбитовые с минералами ниобия	Амазонит, альбит, кварц	Литиевый биотит, протолитионит, циннвальдит	Колумбит, касситерит, пирохлор
литионит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами лития, тантала и ниобия	Альбит, микроклин, кварц	Лепидолит, криофиллит, топаз	Амблигонит, сподумен, касситерит, колумбит-танталит, пирохлор-микролит
Апограниты щелочного ряда			
Биотит-кварц-альбитовые с минералами ниобия и циркония	Альбит, микроклин, кварц	Биотит	Пирохлор (гатчеттолит), фергюсонит, циркон (малакон, циртолит)
Рибекит-микроклин-кварц-альбитовые			
с минералами циркония и ниобия	То же	Рибекит, литиевый, биотит, протолитионит, циннвальдит	Циркон (малакон), пирохлор, (гатчеттолит), колумбит, торит, гематит
с минералами ниобия, циркония и редких земель	„ „	Рибекит, эгирин	Пирохлор, гагаринит, приорит, поликраз, фергюсонит, ксенотим, бертрандит, фенакит, колумбит, бастнезит, молибденит
Эгирин-альбитовые апограниты с минералами циркония и редких земель	„ „	Эгирин	Циркон, чевкинит, ксенотим, монацит, иттриалит, фергюсонит

как по материнским щелочным породам, так и по метаморфическим или интрузивным вмещающим породам экзоконтактовой зоны фойяитовых массивов. Наконец, в ряде районов известны альбититовые месторождения, связанные со щелочными сиенитами и развивающиеся или непосредственно по сиенитам, или же по вмещающим их породам. Массивы материнских щелочных сиенитов в этих случаях рассматриваются большинством исследователей как интрузивные фазы, завершающие развитие щелочных или гранитоидно-щелочных магматических комплексов.

Таким образом, подобно альбитовым апогранитам, являющимся дериватами наиболее поздних дифференциатов гранитоидных комплексов, альбититы щелочных пород, судя по имеющимся материалам, представляют собой закономерные продукты эволюции щелочной магмы, связанные со становлением наиболее поздних ее отщеплений.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛЬБИТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

По характеру связи с материнскими интрузивными породами месторождения редких элементов альбититовой формации могут быть разделены на две четко различные группы: 1) редкометальные альбитовые апограниты; 2) редкометальные альбититы щелочных пород.

Преимущественная роль альбитизации в образовании намеченных групп метасоматических пород и близкий характер редкометальной минерализации позволяют объединить их в единую группу альбититовых месторождений редких элементов.

Редкометальные альбитовые апограниты

Под термином «апограниты» в настоящее время объединяют группу метасоматических пород, образовавшихся в результате интенсивной постмагматической переработки гранитоидов высокотемпературными растворами, обусловившими глубокое изменение химического и минерального состава, а также структуры и текстуры первичной породы (Беус, Северов и др., 1962).

Подобно материнским интрузивным гранитоидам, среди апогранитов по характеру отношения сильных оснований и алюминия могут быть достаточно условно выделены апограниты нормального, субщелочного и щелочного ряда. Показателем щелочности в этом случае в первую очередь может служить коэффициент агпаитности, хотя достаточно четкие границы на этой основе в ряде случаев провести затруднительно. Наиболее объективным критерием для выделения отдельных типов апогранитов является парагенезис полевых шпатов, слюд, темноцветных и акцессорных редкометальных минералов в метасоматической породе. При этом, однако, следует иметь в виду четко выраженную вертикальную зональность массивов апогранитов, проявляющуюся в закономерной смене с глубиной парагенетических ассоциаций породообразующих и второстепенных минералов. В результате некоторые разновидности апогранитов, выделяемые в предложенной классификации как подтипы, в ряде случаев могут представлять собой различные эрозионные срезы одного и того же массива. Местами некоторые из выделенных типов апогранитов отмечаются в пределах единого массива, обособляясь в виде метасоматических фаций, объединенных между собой постепенными переходами. Необходимо подчеркнуть также, что в каждом массиве редкометальных апогранитов обычно присутствуют биминеральные продукты метасоматического преобразования гранитоидов — кварцевые альбититы и кварцевые микроклиниты, биотитовые альбититы и т. д., а также мономинеральные образования типа альбититов и микроклинитов (амазонититов).

Как видно из табл. 28, общими особенностями всех типов редкометальных апогранитов являются ведущая роль альбита в составе метасоматической породы, четкие различия выделенных типов по характеру слюд или темноцветных минералов (мусковит-литиевые слюды — биотит — рибекит — эгирин), а также парагенезис акцессорных редкометальных минералов. Важное значение имеет геохимическое различие между апогранитами первых двух парагенетических групп и апогранитами щелочного ряда, проявленное в изменении парагенезиса породообразующих химических элементов (кремний, алюминий, натрий, калий — в апогранитах нормального и субщелочного ряда; кремний, алюминий, железо, натрий, калий — в апогранитах щелочного ряда). Это отличие, геохимическая роль которого будет рассмотрена ниже, является, в частности, причиной усложнения парагенезиса породообразующих минералов (появление щелочных амфиболов и пироксенов), определяющего специфику апогранитов щелочного ряда.

Наряду с упомянутыми отличиями все парагенетические типы редкометальных альбитовых апогранитов характеризуются единым парагенезисом главных породообразующих минералов — альбита, микроклина, кварца. При этом необходимо подчеркнуть, что в целом петрографические особенности апогранитов различных парагенетических типов имеют ряд общих черт, позволяющих дать рассматриваемым породам единую петрографическую характеристику.

Внешне все типы альбитовых апогранитов представляют собой лейкократовые породы, в которых на фоне основной альбитовой мелкозернистой массы обычно выделяются округлые серые порфировидные вкрапленники кварца и идиоморфные порфиробласты микроклина, окрашенные в белый, серый или зеленовато-голубой цвет (амазонит). В некоторых случаях при отсутствии четко различимых вкрапленников порода имеет ярко выраженный аплитовидный облик. В зависимости от типа апогранита на фоне светлой основной массы выделяются пластинки светлой (мусковит, лепидолит, криофиллит) или темной (биотит, литиевый биотит, протолитионит, циннвальдит) слюды, или же удлиненные призматические кристаллы щелочного амфибола (рибекит), реже пироксена (эгирин).

При ведущей роли альбита общим для всех типов является достаточно резко выраженная изменчивость количественных соотношений между главными породообразующими минералами, часто проявляющаяся на коротком расстоянии, что вообще характерно для метасоматических пород.

Большинство рассматриваемых типов альбитовых апогранитов при микроскопическом изучении характеризуется аналогичной структурой и сходными соотношениями между главными породообразующими минералами, что свидетельствует о близких, в общем, условиях формирования описываемых пород. Очень часто в случае отсутствия в шлифе типоморфных второстепенных минералов практически невозможно определить, какому из типов апогранитов принадлежит изучаемый шлиф. Таким образом, аналогия в составе и структурных взаимоотношениях главных минералов, слагающих основную массу породы, и четкие различия в составе второстепенных «типоморфных» и акцессорных редкометальных минералов являются ведущими признаками сходства и различия рассматриваемых метасоматических пород, позволяющими судить об условиях их образования.

Ниже приводится краткое описание главных породообразующих минералов, слагающих основную массу альбитовых апогранитов, с тем чтобы затем при характеристике отдельных парагенетических типов акцентировать внимание на наиболее интересных признаках, характеризующих их петрографические и минералогические особенности.

Альбит. Среднее содержание альбита в редкометальных апогранитах составляет около 40% при колебаниях от 10 до 90%; в большинстве случаев содержится 30—50%. Для редкометальных апогранитов характерны два главных морфологических типа альбита, обычно не наблюдающихся в пределах единых метасоматических фаций. Первая, менее распространенная модификация, представлена призматическими полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита № 5—10, отчетливо замещающими более ранние олигоклаз и микроклин. В свою очередь, альбит этой модификации замещается поздним микроклином, флюоритом и особенно грейзеновым кварцем. В отдельных случаях характер двойникования рассматриваемой модификации сближает ее с так называемым «шахматным» альбитом. Наиболее распространен призматический альбит в апогранитах мусковит-микроклин-кварц-альбитового типа, лишь изредка он отмечается в других типах апогранитов.

Вторая модификация альбита, являющаяся главным минералом всех типов апогранитов субщелочного и щелочного ряда, представлена мелкопластинчатыми, лейстовидными полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита № 0—8. Лейсты альбита обычно имеют размеры не более 1—2 *мм* в длину при отношении длины к ширине до 4—5 : 1. Изредка встречаются простые двойники или несдвойникованные кристаллы мелкопластинчатого альбита. Морфологически мелкопластинчатый альбит апогранитов очень сходен с аналогичной модификацией альбита мелкозернистых альбитовых зон гранитных пегматитов.

Одной из главных особенностей описываемых метасоматических пород является сложный, двойственный характер взаимоотношения мелкопластинчатого альбита с микроклином и кварцем. Наряду с проникновением лейст альбита в кристаллы микроклина и кварца по трещинам и замещением зерен этих минералов с периферии, в кристаллах микроклина и особенно кварца присутствуют реликтовые пойкилитовые включения зерен альбита. Таким образом, в апогранитах, казалось бы, выделяются две «генерации» мелкопластинчатого альбита — ранняя, образовавшаяся до обособления вкрапленников микроклина и кварца, и вторая — более поздняя. При этом обе «генерации» по внешнему виду не различаются.

Микроклин. В апогранитах достаточно четко выделяются две генерации микроклина, резко различающиеся по времени образования. Первая генерация микроклина, представленная пертитсодержащей разностью, наблюдается лишь на глубоких горизонтах массивов апогранитов, где интенсивность альбитизации заметно уменьшается. Вкрапленники микроклина этой генерации имеют идиоморфные очертания, или образуют неправильные зерна. Практически рассматриваемая генерация калиевого полевого шпата аналогична метасоматическим порфиробластам микроклин-пертита, широко распространенным в нормальных и калиевых гранитах (Беус, Залашкова, 1962).

Весьма характерно наличие в порфиробластах раннего микроклин-пертита реликтов олигоклаз-альбита первичного гранита. В то же время этот микроклин весьма активно замещается альбитом, и в верхних горизонтах массивов апогранитов он обнаруживается лишь в виде отдельных редких реликтов или полностью отсутствует.

В этих же участках наблюдаются также явления перекристаллизации раннего микроклин-пертита и образование по нему микроклина второй генерации. Перекристаллизация раннего микроклина сопровождается его депертитизацией и упорядочением двойниковой структуры. В новообразованиях четко сдвойникованного микроклина второй генерации в ряде случаев наблюдаются неперекристаллизованные реликты раннего микроклин-пертита. В литионит-амазонит-альбитовых и биотит-амазонит-альбитовых апогранитах перекристаллизация раннего микроклин-пертита сопровождается амазонитизацией. Автором совместно

с А. Ситниным ранее были описаны кристаллы амазонита из апогранитов, в ядре которых сохранился розовый микроклин-пертит с реликтами плагиоклаза (Беус и др., 1962).

Микроклин второй генерации (поздний микроклин) резко отличается от раннего микроклина наличием очень четкой двойниковой решетки, отсутствием пертитовых вростков и идиоморфизмом кристаллов, проявляющимся даже в тех участках, в которых кристаллы позднего микроклина резорбированы с периферии мелкопластинчатым альбитом. Последний, как уже отмечалось выше, имеет с микроклином этой генерации двойственные взаимоотношения. В эндоконтактовой зоне и апикальных участках массивов апогранитов идиоморфные кристаллы позднего микроклина обычно не замещаются альбитом и часто содержат реликты мелких пластинок альбита. На более глубоких горизонтах массивов апогранитов взаимоотношения позднего микроклина с альбитом усложняются. Наряду с реликтами мелких пластинок — лейст альбита — внутри кристаллов микроклина с периферии имеет место более или менее заметно выраженное замещение кристаллов позднего микроклина тем же мелкопластинчатым альбитом.

В амазонит-альбитовых типах апогранитов поздний микроклин представлен зеленовато-голубыми идиоморфными кристаллами амазонита размером до 3×4 *мм*, идиоморфизм которых особенно четко проявляется по отношению к кварцу. В крупных порфиробластах кварца часто присутствуют прекрасно образованные псевдогексагональные кристаллы позднего микроклина (амазонита). Под микроскопом поздняя генерация амазонита полностью аналогична неокрашенным разностям микроклина той же генерации, свойственным другим типам апогранитов.

Количество микроклина в редкометальных апогранитах характеризуемых типов колеблется в пределах 10—60%, в среднем составляя около 30%.

Кварц. Помимо трудноразличимых реликтов магматического кварца, в ряде случаев присутствующих на глубоких горизонтах массивов апогранитов, для рассматриваемых метасоматических пород характерно развитие двух главных генераций кварца метасоматического происхождения.

Типичный грейзеновый кварц является породообразующим минералом мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов. В гораздо меньшем количестве он наблюдается местами в апогранитах литионит-амазонит-кварц-альбитового типа.

Грейзеновый кварц образует в апограните крупные неправильные зерна и сплошные выделения, часто переполненные реликтами полевых шпатов. Обычно он тесно ассоциируется с мусковитом, пластинки которого местами четко контролируются тонкой трещиноватостью в зернах кварца. Активно замещает ранний микроклин, а также альбит. С мелкопластинчатым альбитом, а также с поздним микроклином у грейзенового кварца взаимоотношения сложные. С одной стороны, в кварце обычны реликты этих минералов, а с другой в пределах того же зерна кварца могут присутствовать явно более поздние лейсты альбита, проникающие в кварц по трещинкам, или идиоморфные прекрасно образованные кристаллы позднего микроклина.

В типах апогранитов, отличающихся широким развитием мелкопластинчатого альбита (мусковит-кварц-альбитовые апограниты, сформировавшиеся среди кислых или средних интрузивных пород за пределами материнской интрузии, а также все типы апогранитов субщелочного и щелочного ряда), грейзеновая модификация кварца имеет резко подчиненное значение.

Главной модификацией кварца в этих типах апогранитов является так называемый порфиробластовый кварц, округлые выделения которого

размером от 1 до 7—8 *мм*, в ряде случаев приобретающие форму идиоморфных дипирамидально-призматических кристаллов, заключенных в массе мелкопластинчатого альбита, придают кварц-микроклин-альбитовой метасоматической породе крайне специфический порфировидный облик. Специальные исследования порфиробластовых зерен кварца, взятых из нескольких массивов апогранитов Восточного Забайкалья,

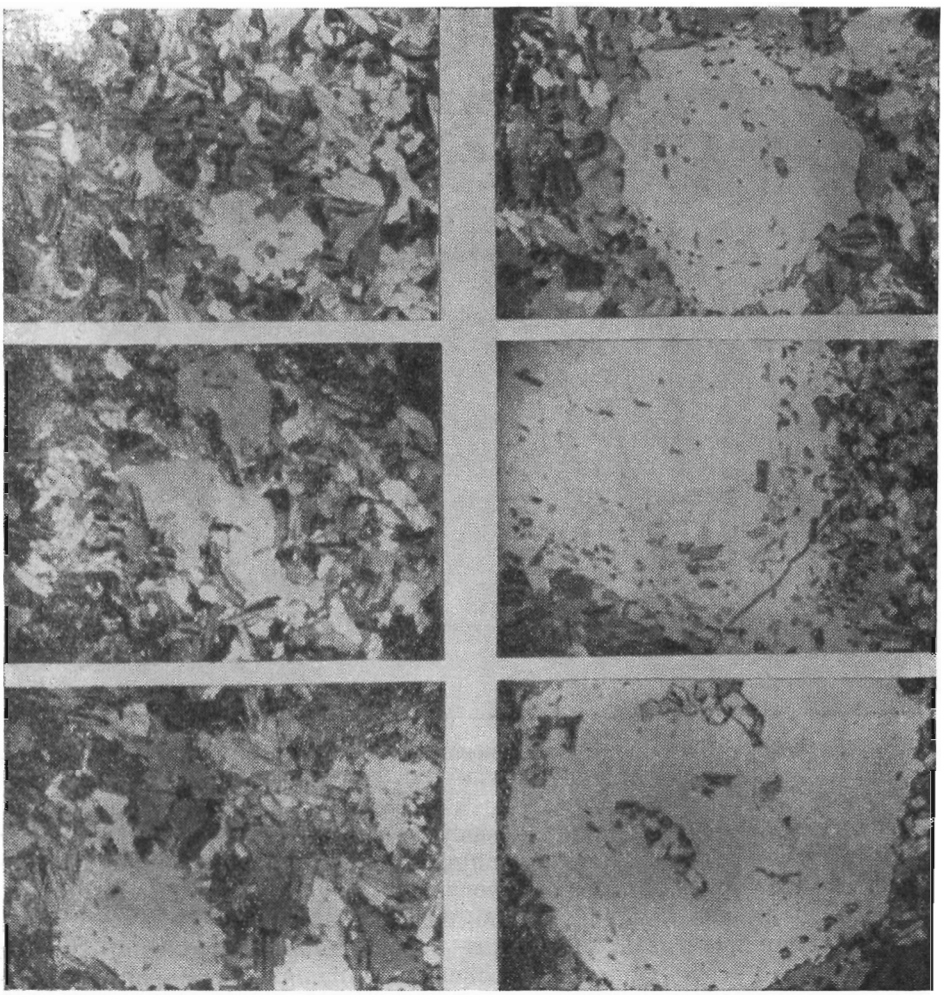


Рис. 144. Постепенное разрастание порфиробласт кварца в мусковитсодержащем кварцевом альбитите (Восточная Сибирь). Увел. 20 (левая сторона) и 17 (правая сторона)

свидетельствуют в пользу образования значительной части порфиробласт за счет перекристаллизации и последующего разрастания зерен магматического кварца первичного гранита. В шлифах в ряде случаев могут быть прослежены все переходы от неправильных реликтовых зерен раннего кварца к идиоморфным кристаллобластам кварца, имеющим в разрезе правильные гексагональные очертания (рис. 144).

Весьма характерной особенностью порфиробластовых выделений кварца является их пойкилитовое зонарное строение, которое подчеркивается включениями мелких зерен альбита, располагающихся по зонам, соответствующим граням призмы кварца (рис. 145). В зернах кварца иногда наблюдаются и реликты раннего олигоклаза, обычно заключенные в центральных частях порфиробласт кварца. Что же ка-

сается пойкилитовых включений альбита, то их взаимоотношения с кварцем достаточно сложны.

Обобщение результатов исследования нескольких сотен шлифов позволяет сделать вывод о том, что пойкилитовые включения альбита в порфировидных вкрапленниках кварца в большинстве случаев имеют реликтовый характер. Имеются примеры, когда внутри крупных порфиробласт кварца обнаруживались реликтовые участки мелкозернистой альбитовой основной массы, вмещающей порфировидные вкрапленники. Следует подчеркнуть, что наряду с реликтовыми зернами аль-

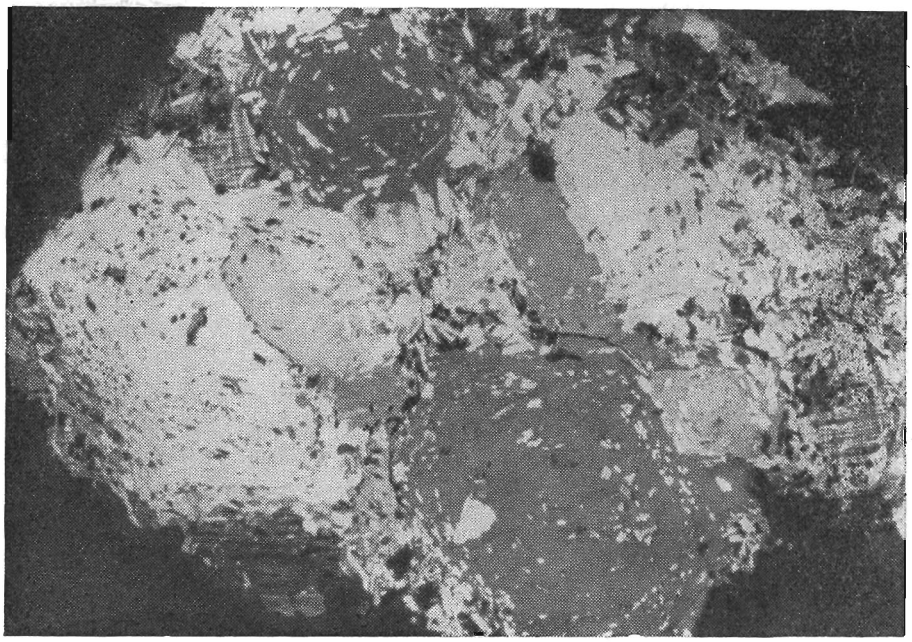


Рис. 145. Пойкилобласты кварца в литионит-амазонит-кварц-альбитовом апограните (Восточная Сибирь). Увел. 6

бита в порфиробластах кварца присутствуют более поздние пластинки альбита, проникающие в зерна кварца по трещинкам. В эндоконтактовых зонах отдельных массивов апогранитов субщелочного и щелочного ряда роль более позднего альбита, замещающего порфиробласты кварца, увеличивается. В результате крупные порфировидные вкрапленники кварца расчленяются на мелкие разобщенные зерна, и характерная порфиробластовая структура породы исчезает. В апикальных участках массивов апогранитов характеризуемых типов иногда в небольших количествах наблюдается также наиболее поздняя генерация мелкозернистого кварца, замещающая все минералы, вплоть до позднего микроклина. Содержание кварца в апогранитах колеблется в пределах 10—60% (в среднем 25—30%).

Апограниты нормального ряда

Связующим звеном апогранитов нормального ряда с материнскими гранитоидами являются массивы биотитовых, двуслюдяных, реже мусковитовых гранитов, в апикальных частях которых развиваются участки и зоны альбитизации. Подобные массивы, известные в пределах позднегерцинских и киммерийских комплексов гранитоидов Сибири и Дальнего Востока, обычно сложены биотитовыми и двуслюдяными порфировидными гранитами, отличающимися широким развитием явлений ранней микроклинизации. Переход от неравномерно альбитизированных и грей-

зенизированных апикальных участков гранитных массивов к обогащенным микроклином биотитовым гранитам глубоких горизонтов осуществляется постепенно, что можно наблюдать в естественных вертикальных разрезах в таких районах, как Забайкалье и др.

Наиболее интенсивная альбитизация наблюдается в апикальных участках гранитных массивов характеризуемого типа в зонах повышенной трещиноватости. Характерным в этом случае является образование маломощных (от единиц сантиметров до 20—30 *см*) трещинных метасоматических тел мелкозернистых пород, внешне напоминающих аплиты. В отличие от последних, эти породы, по составу отвечающие кварцевым альбититам, в основном сложены зернами альбита и кварца и содержат мелкие кристаллы акцессорного берилла, а также довольно многочисленные реликты альбит-олигоклаза и микроклин-пертита.

Кристаллы и зерна голубовато-зеленого или бледно-зеленого берилла размером до 1—2 *мм* обычно концентрируются около прожилков кварцевых альбититов, проникая в слабо измененные граниты на 0,5—2 *см*. Под микроскопом можно наблюдать, как отдельные мелкие призматические кристаллы берилла иногда врастают в крупные зерна микроклин-пертита. Более крупные кристаллы берилла, размером до 5×2 *см*, местами образуются в связи с трещинами, пересекающими практически неизмененные граниты. Кристаллы берилла располагаются в пределах узкого (до 20—30 *см*) ореола альбитизации, сопровождающего трещины, и часто ориентированы приблизительно перпендикулярно к плоскости трещины. Обычно крупные кристаллы берилла имеют пойкилитовый характер и содержат многочисленные реликты кварца и, в меньшей степени, микроклина и плагиоклаза гранитов. Наряду с бериллом в альбитизированных и грейзенизированных участках характеризуемых гранитов иногда встречается хризоберилл.

Следует подчеркнуть, что неравномерно альбитизированные и грейзенизированные граниты рассматриваемого типа еще не могут быть названы апогранитами, поскольку основную массу породы здесь слагают минералы материнского гранита или их реликты. Однако отдельные участки и зоны в пределах массивов, сложенных подобными гранитами, изменены достаточно сильно и по особенностям состава (интенсивное развитие альбитизации), структуре и ярко выраженному лейкократовому облику резко отличаются от нормальных гранитов. С массивами гранитов, включающих участки и зоны альбитизации и грейзенизации, обычно генетически связаны грейзеновые, кварцевожильные или штокверковые месторождения вольфрама, молибдена или олова, а также бериллия, формирующиеся в пределах структурно благоприятных участков экзоконтактовой зоны массивов.

В ряде случаев от подобных слабо измененных массивов гранитоидов отходят апофизы, сложенные типичными мусковит-микроклин-кварц-альбитовыми апогранитами с бериллиевой минерализацией, представляющими собой глубоко измененные процессами альбитизации и грейзенизации метасоматические фации кислых и ультракислых гранитоидных комплексов.

Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты

По особенностям геолого-структурного положения мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты могут быть разделены на две группы: а) апограниты, сформировавшиеся в пределах материнских массивов; б) апограниты, сформировавшиеся за пределами материнской интрузии среди более древних гранитоидов.

Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты, сформировавшиеся в пределах материнской интрузии, обычно слагают апикальные участки, куполовидные выступы и апофизы гранитных массивов. В более глубоко эродированных куполовидных структурах апограниты в ряде

случаев слагают эндоконтактовую фацию массива, сменяясь в направлении к центру массива слабо измененными микроклинизированными и окварцованными гранитами. Реже зоны и тела апогранитов располагаются в центральных частях крупных гранитных массивов, обнаруживая при этом тесную пространственную связь с зонами тектонических нарушений.

В трещинах, секущих мусковит-микроклин-альбитовые апограниты, обычно развиваются зоны грейзенизации, грейзеновые тела или кварцевые жилы, часто несущие промышленную бериллиевую, вольфрамовую или молибденовую минерализацию. Жильные или штокверковые месторождения этих металлов формируются также в трещинных зонах вмещающих пород, перекрывающих массивы мусковит-микроклин-кварц-альбитовых бериллсодержащих апогранитов.

По характеру проявления альбитизации среди апогранитов рассматриваемого типа выделяются две основные группы.

1. Равномерно альбитизированные массивы, в которых связь альбитизации с трещиноватостью внешне не проявляется. Бериллиевые минералы в апогранитах этого типа преимущественно представлены берилл-лом, реже встречается бертрандит. Микроскопические (десятые — сотые доли миллиметра) кристаллы бериллиевых минералов относительно равномерно рассеяны в массе породы.

2. Массивы апогранитов с относительно неравномерным развитием альбитизации, которая контролируется тонкой трещиноватостью (в ряде случаев связь альбитизации с тонкой трещиноватостью расшифровывается с трудом и чередуется с участками проявления интенсивного окварцевания). Бериллиевые минералы (преимущественно берилл) в подобных породах также распределены неравномерно. Наряду с участками, отличающимися убогим содержанием бериллиевых минералов, наблюдаются участки их относительной концентрации. Помимо микроскопических кристаллов берилла в трещинных зонах наблюдаются довольно крупные кристаллы берилла пойкилитового характера и их агрегаты.

В обоих группах альбитизация гранитоидов завершается грейзенизацией, которая в мусковит-альбитовых метасоматически измененных гранитоидах развита наиболее сильно по сравнению с прочими типами апогранитов. Грейзенизация в метасоматических породах рассматриваемого типа, как правило, тесно связана с трещиноватостью. При ее преимущественном развитии в апикальных участках массивов апогранитов, а также в пределах локальных трещинных зон имеет место переход апогранитов в типичные мусковит-кварцевые грейзены. С явлениями грейзенизации в апогранитах связано накопление вольфрамита.

По внешнему виду мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты представляют собой лейкократовую гранитоидную породу от мелко- до среднезернистого сложения, отличающуюся присутствием многочисленных чешуек зеленоватого или бесцветного мусковита и неправильных зерен серого кварца.

Альбит (до 50%), кварц (35—60%), микроклин (10—20%) и мусковит (5—15%) являются главными минералами характеризуемого типа апогранитов.

Мусковит — наиболее характерный типоморфный минерал мусковит-альбитовых апогранитов. Он представлен мелкопластинчатой разностью светло-зеленого цвета и тесно ассоциируется с грейзеновым кварцем Количество мусковита заметно убывает с глубиной.

Из акцессорных минералов следует выделить флюорит, вольфрамит, молибденит и особенно берилл. Флюорит постоянно присутствует в апогранитах, тесно ассоциируясь с мусковитом, однако отмечается в небольшом количестве. Вольфрамит наиболее широко распространен в апикальных участках некоторых массивов апогранитов рассматривае-

мого типа и тесно связан с явлениями грейзенизации. Количество вольфрамита резко уменьшается с глубиной. Обычно он совершенно исчезает на глубине более 100 *м*.

Берилл встречается во всех разностях мусковит-альбитовых апогранитов в виде мелких (десятые доли миллиметра) кристаллов, относительно равномерно рассеянных в породе. Равномерное распределение берилла нарушается в зонах более интенсивной грейзенизации. В этих участках отмечается растворение раннего мелкокристаллического берилла и появление берилла второй генерации, образующего характерные радиальнолучистые солнца (размеры последних достигают 1—2 *см* в диаметре), крупные (до 2 *см* в поперечнике) кристаллы или сплошные неправильные скопления. При этом прямой корреляции между степенью грейзенизации пород и накоплением в них берилла не отмечается. Наоборот, в ряде случаев усиление окварцевания, связанного с грейзенизацией апогранита, сопровождается исчезновением берилла. В этой связи в зонах интенсивной грейзенизации наряду с участками повышенной концентрации бериллия наблюдаются участки с весьма низким его содержанием. Отсутствует также корреляционная зависимость между содержанием берилла и вольфрамита. Вольфрамитовая минерализация в апогранитах рассматриваемого типа практически не продолжается ниже зоны распространения грейзенизации (обычно до глубины 80—100 *м*). В то же время повышенные концентрации бериллия характерны и для более глубоких горизонтов (до 150—200 *м*) мусковит-альбитовых апогранитов, практически уже не грейзенизированных.

Наиболее характерной особенностью мусковит-альбитовых апогранитов, сформировавшихся в апикальных участках материнских гранитоидных комплексов, является достаточно четко выраженная вертикальная метасоматическая зональность, выражающаяся в максимальном развитии грейзенизации в пределах самых верхних горизонтов купола апогранитов (до глубины 60—100 *м*) и появлении слабо альбитизированных микроклинизированных гранитов на глубинах 300 *м* и более (Беус, Ситнин, 1959).

Грейзенизация в апикальных участках массивов апогранитов в основном проявляется в развитии высокотемпературного окварцевания, хотя в отдельных случаях вблизи контакта с вмещающими породами отмечается заметное накопление мусковита. Ниже зоны проявления интенсивной грейзенизации до глубины 200 *м* и более прослеживаются апограниты с преимущественным развитием альбитизации и меньшим количеством кварца. С глубиной степень альбитизации породы закономерно уменьшается, все чаще появляются зерна и крупные порфировидные вкрапленники микроклин-пертита, содержащие реликты раннего плагиоклаза. Изредка могут быть встречены реликты биотита.

Таким образом, на глубоких горизонтах куполов и апофиз гранитных массивов, сложенных мусковит-альбитовыми апогранитами, совершенно четко намечается переход к слабо альбитизированным и грейзенизированным гранитам, которые в свою очередь связаны постепенными переходами с нормальными двуслюдяными и биотитовыми гранитами, слагающими основную массу материнских интрузий. Характерные примеры подобного рода были описаны ранее (Беус, Ситнин, 1959).

Схематично метасоматическая зональность массивов мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов может быть представлена следующим образом [1]:

1. Биотитовый гранит
   микроклин I, плагиоклаз, кварц, биотит
2. Двуслюдяной гранит
   микроклин I, (плагиоклаз), кварц, мусковит, (биотит)

[1] Здесь и далее в скобках указаны неустойчивые в данном парагенезисе минералы, присутствующие в виде реликтов.

3. Альбитизированный гранит
микроклин I, альбит, кварц, мусковит
4. Мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит
альбит, кварц, мусковит, (микроклин I)
альбит, кварц, мусковит, микроклин II
5. Мусковит-кварцевый грейзен
мусковит, кварц, (альбит)

лена следующим образом.

Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты, сформировавшиеся среди кислых или средних интрузивных пород за пределами материнских интрузий, во всех случаях четко контролируются крупными разрывными структурами в эндоконтактовой зоне или кровле материнского интрузивного массива, образуя подобие залежей, мелких массивов или даек, имеющих четкий контакт с замещаемой породой.

Апограниты рассматриваемой группы до настоящего времени отмечались только среди гранодиоритов или плагиогранитов, залегающих в экзоконтакте более молодых грейзеноносных комплексов кислых гранитоидов. Однако не исключена возможность, что такого рода метасоматические породы могут быть встречены и среди интрузивных комплексов более основного состава.

Мусковит-альбитовые апограниты, развивающиеся по гранодиоритам или плагиогранитам, макроскопически представлены мелкозернистыми породами, характеризующимися четко выраженным аплитовидным обликом. Часто на светлом фоне основной мелкозернистой массы породы выделяются более крупные темные изометричные зерна кварца и мелкие чешуйки мусковита (в последнем случае порода приобретает порфировидный облик). Контакты апогранитов с вмещающими их плагиогранитами или гранодиоритами внешне хотя и бывают резкими, но под микроскопом всегда обнаруживают типичный метасоматический характер. При этом в экзоконтакте в плагиогранитах и особенно в гранодиоритах обычно наблюдаются зоны интенсивной микроклинизации, формирующие вокруг тел апогранитов своеобразную метасоматическую микроклиновую оторочку.

Минеральный состав мусковит-альбитовых апогранитов, сформировавшихся за пределами материнской интрузии среди интрузивных пород, обогащенных средним плагиоклазом, обычно отличаются высоким содержанием альбита. Морфологически характер последнего обычно также существенно отличен от таблитчатого и зернистого альбита апогранитов первой группы. В рассматриваемых породах основная масса апогранита сложена лейстовидным или мелкоплитчатым альбитом, являющимся главным породообразующим минералом всех последующих парагенетических типов апогранитов. В случаях незначительного содержания микроклина и слюды порода по составу приближается к кварцевому альбититу.

Наиболее существенным отличием рассматриваемой группы мусковит-альбитовых апогранитов является слабое развитие в них типичного грейзенового кварца, который так характерен для апогранитов, развивающихся в пределах материнских интрузий. В то же время обычным здесь является образование порфировидных вкрапленников кварца. В этих случаях зерна первичного кварца гранита в процессе метасоматической переработки породы обнаруживают четкую тенденцию к перекристаллизации и разрастанию, при этом очень часто образуются крупные пойкилобласты кварца с ярко выраженными гексагональными зонами (кольцами) роста (см. рис. 144).

Характерными акцессорными минералами апогранитов этой группы являются флюорит и берилл. В весьма незначительном количестве присутствуют колумбит и тантало-колумбит. Берилл наблюдается в виде мелких (десятые доли миллиметра) призматических кристаллов, отно-

сительно равномерно рассеянных в породе. В участках развития высокотемпературного окварцевания имеет место частичное или полное растворение кристаллов берилла, и, соответственно, средние содержания бериллия в подобных участках заметно понижаются.

Типичной особенностью апогранитов рассматриваемой группы является наличие трещинных жилоподобных образований, выполненных бериллом, кварцем (берилловые, кварц-берилловые и кварцевые прожилки и жилы) или кварц-мусковитовым грейзеном. Трещинные образования секут кварц-альбитовые метасоматические породы и иногда представляют наибольший практический интерес в качестве источника берилла.

Зональность массивов и тел апогранитов в данном случае проявляется в более заметной роли кварца в центральной части тел и формировании существенно микроклиновой зоны (оторочки) на передовом фронте замещения.

Схематично метасоматическая зональность может быть представлена следующим образом.

1. Гранодиорит, плагиогранит или диорит
   плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит
2. Микроклинизированный гранодиорит, плагиогранит или диорит
   микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит

Фронт метасоматоза

3. Микроклиновая оторочка
   микроклин
4. Мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит
   альбит, микроклин, альбит (микроклин), кварц, мусковит или биотит
   альбит, кварц, мусковит или биотит
   кварц, альбит, мусковит или биотит
5. Слюдяно-альбит-кварцевый грейзен
   кварц, мусковит или биотит, (альбит), флюорит.

Апограниты субщелочного ряда

Литионит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты

Метасоматически измененные гранитоиды, характерными типоморфными минералами которых являются литиевые слюды, представляют наиболее интересную в практическом отношении группу апогранитов.

В зависимости от особенностей парагенезиса могут быть выделены три главные типа литионит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов (см. табл. 28). Литионитсодержащие апограниты, в которых калиевый полевой шпат представлен зеленым или голубовато-зеленым амазонитом, а литиевые слюды лепидолитом или криофиллитом, в настоящее время могут рассматриваться как наиболее перспективные с точки зрения танталоносности.

Геологическое положение апогранитов рассматриваемого типа определяется их приуроченностью к самым апикальным участкам массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов, размещение которых контролируется крупными разрывными нарушениями.

Наиболее характерной особенностью массивов литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов является четко выраженная метасоматическая зональность. Несмотря на некоторые отличия в характере парагенезиса отдельных зон, все изученные примеры метасоматических колонок имеют одну общую черту — развитие зон с преимущественным проявлением высокотемпературного окварцевания на глубоких горизонтах массивов литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов.

Зоны, в которых развито окварцевание, могут быть представлены грейзенизированными двуслюдяными или мусковитовыми гранитами, мусковит-альбитовыми апогранитами или амазонит-кварц-альбитовыми

метасоматическими породами с высоким содержанием кварца. В корнях апогранитовых массивов получают развитие биотитовые или двуслюдяные порфировидные граниты, отличающиеся широким развитием ранней микроклинизации.

В зависимости от тектонических условий, имевших место в период развития метасоматических процессов, вертикальная зональность апо-

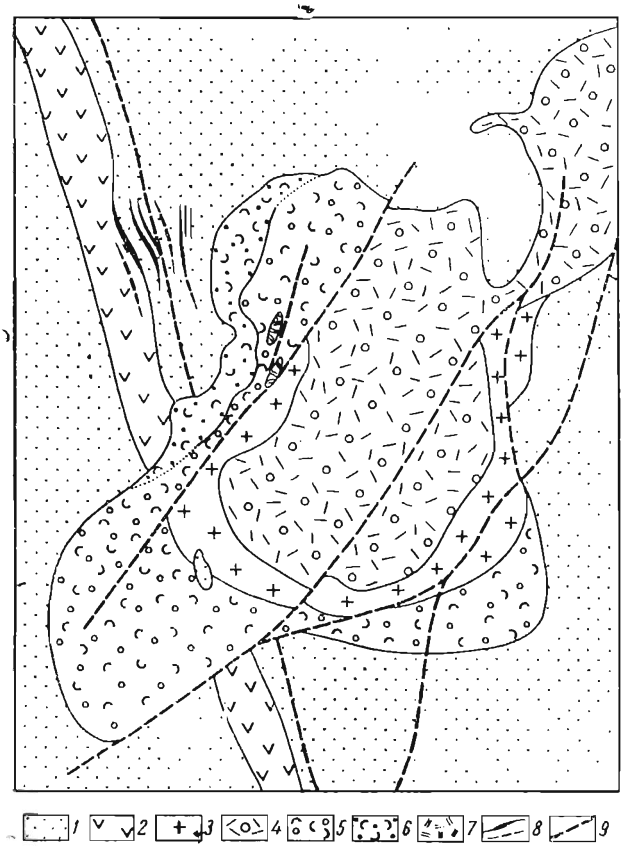


Рис. 146. Зональный массив танталоносных литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов

1 — песчано-сланцевые вмещающие породы; *2* — лампрофиры; *3* — двуслюдяные порфировидные граниты с явлениями окварцевания; *4* — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *5* — лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *6* — то же, с высокими концентрациями тантала под пологим экраном пород кровли; *7* — кварц-топазовый грейзен; *8* — кварцевые альбититы; *9* — тектонические нарушения

гранитов может быть представлена очень четко или же усложнена в результате широкого проявления внутриминерализационной трещиноватости.

Характерным примером массивов литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов с четко выраженной вертикальной метасоматической зональностью (см. рис. 142) может служить куполовидный выступ крупного интрузивного тела, сложенного биотитовыми и двуслюдяными порфировидными гранитами юрского возраста (Восточная Сибирь). Интрузивный массив гранитов располагается в области стабильной палеозойской глыбы и контролируется дизъюнктивными нарушениями глубокого заложения.

В пределах главного интрузива, особенно в зоне эндоконтакта, заметно проявлены процессы грейзенизации, выражающиеся главным образом в развитии высокотемпературного окварцевания гранитов.

Окварцованные мусковитовые и двуслюдяные граниты слагают также корневую часть куполовидного выступа интрузивного тела, апикальные горизонты которого представлены танталоносными лепидолит-амазонит-кварц-альбитовыми апогранитами (рис. 146). Последние с глубиной сменяются мусковит-микроклин-кварц-альбитовыми метасоматическими породами. Их контакт с нижележащей зоной грейзенизированных, мусковитовых и двуслюдяных гранитов четко метасоматический, но резкий.

Мощность эндоконтактовой зоны куполовидного выступа, сложенной танталоносными лепидолит-амазонит-кварц-альбитовыми апогранитами, изменяется от 20 до 100 *м*. При этом максимальная мощность характерна для наиболее пологих участков контакта апогранитов с вмещающими песчано-сланцевыми породами. Последние в пределах экзоконтакта массива не несут следов заметной грейзенизации, хотя на расстоянии до сотни метров от контакта с апогранитами во вмещающих породах прослеживается эндогенный геохимический ореол массива апогранитов, который характеризуется заметно повышенными содержаниями таких типоморфных элементов апогранитов, как литий, рубидий, бериллий и фтор. На границе между вмещающими породами и верхней зоной альбитовых апогранитов, обогащенных лепидолитом, развивается кварц-амазонитовая пегматоидная оторочка мощностью до 50 *см*.

В пределах экзоконтактовой зоны вмещающие породы нередко секутся серией кварцевых, кварц-альбитовых или кварц-амазонитовых прожилков небольшой мощности (единицы, реже десятки сантиметров), содержащих вольфрамит, касситерит, берилл, топаз. В отдельных местах, обычно в участках неглубокого залегания апогранитов, подобные мелкие прожилки образуют в песчано-сланцевых породах кровли небольшие штокверки.

Главными породообразующими минералами эндоконтактовой зоны апогранитов являются альбит № 0—8 (20—75%), микроклин-амазонит (3—33%), кварц (8—50%) и литиевая слюда — лепидолит (0,5—25%); широко распространен топаз. Характерной особенностью танталоносных апогранитов является отмеченное выше развитие нескольких генераций всех породообразующих минералов.

Лепидолит присутствует в виде двух морфологических разностей. Одна из них образует неправильные или изометрические пластинки размером до 1×3 *мм*. Эта модификация лепидолита отчетливо замещает мусковит, сменяя его в верхних горизонтах массива. Наблюдается также более поздняя разность, представленная тонкими лейстами длиной до 2—3 *мм*. Поздний лепидолит замещает альбит, кварц и топаз. Его распределение часто контролируется тонкой трещиноватостью.

Из акцессорных минералов в рассматриваемом массиве, наряду с минералами тантала и ниобия, распространены касситерит, монацит, циркон, самородный свинец и сульфиды.

Ниобо-танталовая минерализация, представленная колумбит-танталитом, манган-танталитом и в значительно меньшей степени микролитом, развивается в эндоконтактовых участках куполовидного выступа в верхней части зоны лепидолит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов. Весьма характерно отсутствие накопления минералов тантала в нижней части лепидолитсодержащей зоны, которая с этой точки зрения не отличается от нижележащей зоны мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов. Содержание пятиокиси тантала, достигающее 0,03—0,04% в непосредственной близости к контакту со сланцами, с глубиной закономерно уменьшается, и на глубине 20—70 *м* от контакта приближается к 0,01%, уменьшаясь на глубоких горизонтах зоны лепидолит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов до 0,006—0,007%. Соответственно тантал-ниобиевое отношение изменяется от 2 : 1 в пользу тантала в апикальных участках массива до 1 : 1 на глубоких горизонтах зоны апогранитов.

Уменьшение содержания тантала и тантал-ниобиевого отношения с глубиной в рассматриваемом случае зависит как от уменьшения абсолютного содержания ниобо-танталовых минералов на глубоких горизонтах массива апогранитов (особенно резко при удалении от контакта уменьшается содержание микролита, на глубине 20—30 *м* он полностью исчезает), так и от уменьшения тантал-ниобиевого отношения в минералах.

Схематично вертикальная метасоматическая зональность охарактеризованного массива танталоносных апогранитов может быть представлена следующим образом:

1. Двуслюдяный микроклинизированный гранит
   микроклин I, (плагиоклаз), кварц, мусковит, (биотит)
2. Мусковитовый гранит, окварцованный
   микроклин I, кварц, мусковит, альбит, (плагиоклаз)
3. Мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит
   а) альбит, микроклин I, кварц, мусковит
   б) альбит, кварц, литиевый мусковит
4. Литионит-амазонит-кварц-альбитовый апогранит
   а) альбит, кварц, амазонит, лепидолит, (литиевый мусковит)
   б) альбит, амазонит, кварц, лепидолит, топаз
5. Кварц-амазонитовая оторочка
   амазонит, кварц

Контакт

6. Слабоизмененные вмещающие породы
   (эндогенный геохимический ореол массива апогранитов).

Распределение редкометальных минералов в выделенных зонах характеризуется следующими особенностями:

Зона 1 и 2 — стрюверит, фергусонит (убогие содержания).

Зона 3 — тантало-колумбит (Ta/Nb — 1 : 2—1 : 1 — низкие содержания).

Зона 4, подзона *а* и нижняя часть подзоны *б* — тантало-колумбит (Ta/Nb — 1 : 1 — низкие содержания).
подзона *б* — верхняя часть — колумбит-танталит, манган-танталит (Ta/Nb — 2 : 1 — высокие содержания), микролит, касситерит.

Примером массивов танталоносных литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов, вертикальная метасоматическая зональность которых усложнена внутриминерализационной трещиноватостью, может служить небольшой по площади (около 1,5 *км*^{2}) массив, залегающий в песчано-сланцевой толще юрского возраста (Восточная Сибирь). Массив приурочен к своду антиклинальной складки северо-восточного простирания и располагается на пересечении субширотных и субмеридиональных тектонических зон. Отличительной чертой метасоматических пород, слагающих основную часть массива апогранитов, является развитие довольно крупных (до 5—8 *мм* в поперечнике) округлых порфиробласт кварца и относительно идиоморфных кристаллов амазонита, рассеянных в мелкозернистой массе альбита. Среди порфиробластовых апогранитов различают танталоносные лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые разности с пирохлор-микролитом и танталит-колумбитом, слагающие эндоконтактовые и апикальные участки висячего бока массива, и криофиллит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты с колумбитом, слагающие центральную часть массива на горизонте эрозионного среза, а также глубокие горизонты массива.

В апогранитах эндоконтактовой зоны висячего бока массива значительно интенсивнее проявлены процессы поздней альбитизации и микроклинизации. Особенно развиты эти процессы в участках и зонах развития трещиноватости, где происходит формирование мелкозерни-

стых разностей апогранитов, также являющихся танталоносными (за исключением заметно окварцованных фаций).

Танталоносные лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты, обнажающиеся в зоне эндоконтакта, на глубине 50—100 *м* сменяются порфировидными криофиллитсодержащими апогранитами, характерной чертой которых является такситовая текстура, обусловленная наличием тонких прожилков и «струй», сложенных альбитом (альбититы) или амазонитом и кварцем (кварцевые амазониты). Подобные породы распространены до глубины 300—400 *м*, где их сменяют сильно окварцованные биотит-амазонит-альбитовые апограниты с темной слюдой типа литиевого биотита. Следует подчеркнуть, что более мелкозернистые существенно кварц-альбитовые метасоматические породы, по ряду признаков близкие окварцованным апогранитам глубоких горизонтов, в виде жилоподобных образований и мощных метасоматических трещинных тел обнажаются на поверхности массива и обнаруживаются буровыми скважинами на различных глубинах среди апогранитов порфировидной текстуры.

Главными породообразующими минералами литионит-амазонит-альбитовых апогранитов являются альбит № 6—8 (40—50%), микроклин (амазонит, 20—40%), кварц (20—40%) и литиевые слюды (до 5%). Среди апогранитов такситовой текстуры наблюдаются участки и «струи» биминерального (кварцевые амазонититы, кварцевые альбититы) и даже мономинерального (альбититы, редко амазонититы) состава. Характерным второстепенным минералом, кроме литиевых слюд, является топаз, содержание которого колеблется от 2% в эндоконтактовых разностях танталоносных апогранитов до 0,5% и менее в криофиллит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитах центральной части массива.

Из акцессорных минералов для рассматриваемого массива апогранитов наиболее характерны пирохлор-микролит и колумбит, широко распространен касситерит, обычен циртолит, в меньшей степени монацит и торит, редок вольфрамит. Вблизи контакта с вмещающими породами очень редко встречается лопарит. Под микроскопом в апогранитах четко различается несколько генераций каждого породообразующего минерала с типичными для описываемых пород взаимоотношениями.

Литиевые слюды рассматриваемых апогранитов представлены лепидолитом и криофиллитом. При этом в эндоконтактовых участках массива, отличающихся повышенными концентрациями тантала, преобладает лепидолит, образующий псевдоморфозы по идиоморфным пластинкам криофиллита, а также проникающий в виде чешуек по трещинкам в зернах микроклина и альбита. Пластинки лепидолита имеют светло-бежевую или кремовую окраску и перламутровый блеск.

Криофиллит характерен для порфировидных апогранитов, слагающих центральную часть массива и его глубокие горизонты. Он образует довольно крупные (до 1 *см* в поперечнике) идиоморфные пластинки буровато-кремового или коричнево-серого цвета, в центральных частях которых иногда обнаруживаются реликты более темной слюды, определяемой как циннвальдит. На глубине 300—400 *м* по данным структурного бурения отмечена смена маложелезистых слюд типа криофиллита литиевым биотитом.

Повышенные концентрации тантала в эндоконтактовых участках рассматриваемого массива связаны с присутствием в этих участках пирохлор-микролита. Этим характеризуемый массив отличается от ранее описанного примера, где высокие концентрации тантала в апогранитах аналогичного состава обусловлены колумбит-танталитом при весьма подчиненном значении микролита. За пределами эндоконтактовых фаций апогранитов пирохлор-микролит практически исчезает, сменяясь колумбитом.

Наиболее высокие содержания пятиокиси тантала (0,012—0,025%) отмечаются в лепидолит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитах эндоконтактовых частей массива. В порфировидных криофиллитсодержащих апогранитах центральной части массива содержание пятиокиси тантала снижается до 0,003—0,009%, а в окварцованных биотит-амазонит-альбитовых апогранитах, слагающих глубокие горизонты массива (глубже 350 *м*), оно падает до 0,0003%. Соответственно изменяется и тантал-ниобиевое отношение от 1 : 1 в породах эндоконтактовой части массива до 1 : 3 в породах центральной части и до 1 : 10 в окварцованных породах, слагающих глубокие горизонты.

В участках висячего бока массива получила развитие зона интенсивной грейзенизации вмещающих песчано-сланцевых пород, сложенная криофиллит-топаз-кварцевым грейзеном с танталовым рутилом и касситеритом. Мощность зоны грейзена достигает 20 *м*. В зоне экзоконтакта массива танталоносных апогранитов получают развитие также кварц-топазовые и кварц-амазонитовые жилы значительной мощности (до 1—2 *м*) с касситеритом и литиевыми слюдами.

Слабые следы грейзенизации вмещающих пород прослеживаются на десятки и даже сотни метров от контакта с массивом и вокруг жильных тел. В связи с этим в экзоконтакте массива танталоносных апогранитов наблюдается эндогенный геохимический ореол, характеризующийся повышенным содержанием лития, рубидия, бериллия, тантала, ниобия, олова, фтора, кальция и других элементов, выносимых из пород массива в процессе их метасоматической переработки.

Таким образом, вертикальная метасоматическая зональность характеризуемого массива может быть представлена следующим образом:

1. Апогранит биотит-амазонит-кварц-альбитовый (с повышенным содержанием кварца)
   альбит, кварц, амазонит I, литиевый биотит, (олигоклаз-альбит)
2. Апогранит литионит-амазонит-кварц-альбитовый
   а) альбит, амазонит I и II, кварц, криофиллит;
   б) альбит, амазонит II, кварц, лепидолит, топаз;
   трещинные образования — кварцевые альбититы (альбит, кварц). кварцевые амазонититы (амазонит, кварц, лепидолит) и др.
3. Кварц-амазонитовая пегматоидная оторочка (кварцевый амазонитит)
   амазонит, кварц

Контакт

4. Циннвальдит-топаз-кварцевый грейзен
   топаз, циннвальдит, (криофиллит), кварц
5. Слабоизмененные вмещающие породы
   (эндогенный геохимический ореол массива апогранитов).

Весьма характерно распределение по зонам редкометальных минералов:

Зона 1 — колумбит (убогие содержания) с резким преобладанием ниобия над танталом (1 : 10), торит.

Зона 2, подзона а — тантало-колумбит (Ta : Nb = 1 : 5—1 : 3), торит, циртолит;
подзона б — пирохлор-микролит (Ta : Nb = 1 : 1), тантало-колумбит (Ta : Nb = 1 : 2), касситерит.

Зона 3 — минералы редких элементов не характерны.

Зона 4 — стрюверит, касситерит; во внешней части зоны на фронте грейзенизации вмещающих пород — берилл.

Следует отметить, что несмотря на близость минерального состава и принципиальной зональности в двух рассмотренных примерах массивов танталоносных литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов, могут быть намечены некоторые специфические черты, отличающие их

друг от друга. Существенным геологическим отличием, в частности, является наличие во втором массиве в пределах вмещающих пород экзоконтакта массива апогранитов зоны грейзенов, характеризующейся максимальным накоплением фтора и лития. В первом из охарактеризованных массивов подобная зона отсутствует. Вместе с тем эндоконтактовая зона первого массива по сравнению со вторым отличается резко повышенным содержанием лепидолита и топаза. Вероятно, структурные условия формирования второго массива апогранитов способствовали уходу значительной части фтора и лития за пределы массива, что не могло не сказаться на повышении щелочности заключительных этапов формирования эндоконтактовой зоны апогранитов.

Существенным минералогическим различием рассматриваемых массивов, как уже отмечалось выше, является преобладающая роль танталита и колумбит-танталита при резко подчиненном положении микролита в апогранитах эндоконтактовой зоны первого массива, обогащенных лепидолитом и топазом, и ведущая роль пирохлор-микролита в апогранитах эндоконтактовой зоны второго массива (практически представляющей собой тыловую метасоматическую зону циннвальдит-кварц-топазового грейзена).

Амазонит-кварц-альбитовые апограниты, типоморфным минералом которых является литиевый биотит, описанные выше в качестве тыловой зоны метасоматической колонки литионитсодержащих апогранитов, в ряде случаев слагают верхние (головные) метасоматические зоны массивов интенсивно альбитизированных биотитовых гранитов.

В отличие от танталоносных литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов, рассматриваемые метасоматические породы характеризуются значительно меньшим распространением поздних генераций альбита и микроклина. Слюда в них обычно представлена литиевым биотитом или протолитионитом, реже циннвальдитом. Из акцессорных минералов характерны колумбит, циркон (циртолит или малакон), монацит, реже касситерит, флюорит, сульфиды. Содержание колумбита обычно не превышает первых сотен граммов на тонну при отношении тантала к ниобию в минерале от 1 : 5 до 1 : 15.

С глубиной биотит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты сменяются альбитизированными биотитовыми гранитами с заметным проявлением более ранней микроклинизации.

Метасоматическая зональность массивов метасоматически измененных гранитоидов, в апикальных участках которых развиваются биотит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты, может быть представлена следующим образом:

1. Гранит биотитовый микроклинизированный
   микроклин I, кварц, (плагиоклаз), биотит
2. Апогранит биотит-микроклин-кварц-альбитовый
   альбит, кварц, микроклин I, биотит
3. Апогранит биотит-амазонит-кварц-альбитовый
   альбит, амазонит, (микроклин I), кварц, литиевый биотит.

Заканчивая краткую характеристику литионитсодержащих альбитовых апогранитов, следует отметить их характерную разновидность, отличающуюся широким распространением фосфатов (в том числе амблигонита), количество которых достигает 1—3%, и заметной ролью лепидолита (5—10%). Среди акцессорных минералов в этих случаях отмечаются касситерит, колумбит, пирохлор-микролит, циркон, ксенотим, монацит, сульфиды, вольфрамит, флюорит и турмалин. По внешнему виду и особенностям взаимоотношения между породообразующими минералами рассматриваемая разновидность апогранитов очень сходна с описанными выше литионит-амазонит-кварц-альбитовыми апогранитами, отличаясь от них лишь отсутствием амазонита.

Апограниты щелочного ряда

Биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами ниобия и циркония

Биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами ниобия и циркония распространены достаточно широко. Они известны в виде отдельных небольших массивов и дайкообразных тел, а также в качестве характерных метасоматических фаций в массивах литионит-микроклин-кварц-альбитовых и рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов.

Самостоятельные массивы этих апогранитов отмечены в пределах Центрального и Восточного Казахстана, на Урале, в некоторых районах Восточной Сибири и Дальнего Востока. В большинстве случаев апограниты этого типа характеризуются убогим содержанием редких элементов и промышленного интереса обычно не представляют. Однако отдельные массивы и тела биотит-альбитовых апогранитов отличаются относительно высоким содержанием ниобия (первые десятые доли процента Nb_2O_5) при отношении ниобия к танталу 10 : 1, что уже может представлять известный практический интерес.

Массивы и тела биотит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, как правило, располагаются в апикальных частях относительно крупных гранитных интрузивов, сложенных лейкократовыми порфировидными биотитовыми гранитами с заметным проявлением ранней микроклинизации. Пространственное положение и морфологические особенности тел апогранитов, как и в ранее рассмотренных случаях, контролируются зонами разломов и повышенной трещиноватости в пределах материнской интрузии и пород кровли.

От вмещающих гранитоидов апограниты достаточно четко отличаются более светлым, местами почти белым цветом. Подобно разностям, описанным выше, для них также характерно присутствие округлых зерен-порфиробласт серого кварца размером до 3—5 *мм* в поперечнике, которые ясно выделяются на фоне мелкозернистой белой основной массы, сложенной полевыми шпатами (главным образом альбитом).

В висячем боку массивов биотит-альбитовых апогранитов на их контакте с вмещающими породами обычно развивается кварц-микроклиновая оторочка пегматоидной структуры, подобная кварц-амазонитовой оторочке, описанной выше для массивов литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов.

Количественные соотношения между главными породообразующими минералами в биотитсодержащих апогранитах изменяются, подобно другим типам метасоматически измененных гранитоидов, весьма широко: кварц 10—40%; альбит № 2—4 15—65%; микроклин 5—45%; биотит — 0,5—5%.

По данным Э. Северова (1962), детально изучившего один из массивов колумбитсодержащих биотит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов в Казахстане, с глубиной степень альбитизации заметно уменьшается, и среднее содержание кварца, альбита и микроклина на глубине 400—500 *м* от апикальной части гранитного массива, сложенной апогранитами, составляет соответственно 25, 30 и 45%.

Типоморфный минерал характеризуемых апогранитов — биотит — представлен мелкими (0,3—0,7 *мм*), хорошо заметными на светлом фоне породы листочками, как правило, частично мусковитизированными и хлоритизированными. Среди акцессорных минералов биотитсодержащих апогранитов обычны малакон, колумбит, гатчеттолит, достаточно широко распространены гематит, магнетит и флюорит.

Сравнение биотит-альбитовых апогранитов, встреченных в пределах СССР, с аналогичными породами, известными за рубежом, в част-

ности с широко известными колумбитсодержащими биотитовыми гранитами Северной Нигерии, свидетельствует о сходстве этих образований (Greenwood, 1951; Jacobson, 1961). Имеющиеся в настоящее время данные дают основание относить колумбитсодержащие альбит-биотитовые граниты Северной Нигерии к метасоматически измененным, альбитизированным гранитоидам (апогранитам) биотит-микроклин-кварц-альбитового типа (Северов, 1962).

Метасоматическая зональность известных массивов и тел биотит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов достаточно проста.

1. Гранит биотитовый, заметно микроклинизированный
   микроклин I, кварц, биотит, (плагиоклаз)
2. Гранит биотитовый, альбитизированный
   микроклин I, альбит, кварц, биотит
3. Апогранит биотит-микроклин-кварц-альбитовый
   альбит, микроклин II, кварц, биотит.

Рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами циркония, ниобия и редких земель

Апограниты рибекит-микроклин-кварц-альбитового состава с минералами циркония, ниобия и редких земель представляют собой практически интересный тип метасоматически измененных гранитоидов, отличающихся наличием относительно высоких концентраций упомянутых редких элементов. В настоящее время ниобийсодержащие рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты известны в пределах Казахстана, Восточной Сибири, Дальнего Востока, а также в Центральной Африке, Юго-Восточной Азии и некоторых других районах земного шара.

Апограниты рассматриваемого типа обнаруживаются в весьма различной геологической обстановке и прорывают как песчано-сланцевые, так и карбонатные породы различного возраста, или же развиваются среди слабоизмененных биотитовых гранитов. Однако во всех изученных примерах положение массивов и тел метасоматически измененных рибекитсодержащих гранитоидов в пространстве определяется крупными разрывными структурами, особенно участками их пересечения, реже трещинами оперения крупных разломов.

Необходимо подчеркнуть тесную генетическую связь рибекит-микроклин-кварц-альбитовых и биотитсодержащих апогранитов, повсеместно проявляющуюся в совместном развитии этих разновидностей в качестве обособленных метасоматических фаций в пределах одних и тех же массивов метасоматически измененных гранитоидов.

В отдельных случаях в массивах рибекитсодержащих альбитовых апогранитов, наиболее обогащенных ниобием и танталом, присутствуют литионитсодержащие фации апогранитов, что подчеркивает генетическую общность и этих разновидностей метасоматически измененных гранитоидов.

Характерным примером совместного нахождения рибекит-, биотит- и литионитсодержащих разностей апогранитов является один из массивов метасоматически измененных гранитоидов Сибири, изученный В. Кудриным, М. Кудриной и В. Бирюковым. Рассматриваемый массив площадью около 2 *км*^{2} располагается в зоне мощного глубинного разлома, развитого в пределах сочленения геосинклинальной области каледонид с более жесткой докембрийской глыбовой структурой. Массив вытянут вдоль главной зоны разлома субширотного направления и имеет форму крутопадающего штокообразного тела. Контакты массива с вмещающими его мраморизованными известняками верхнего протерозоя в большинстве случаев крутопадающие (рис. 147).

В экзоконтакте массива апогранитов в карбонатных вмещающих породах развиваются зоны интенсивной флюоритизации мощностью от 10 до 50 *м*, в которых отмечается бериллиевая минерализация, представленная бертрандитом, реже фенакитом.

В пределах массива апогранитов по характеру второстепенных минералов выделяются следующие ведущие разности микроклин-кварц-альбитовых метасоматических пород: 1) рибекитовые; 2) биотитовые;

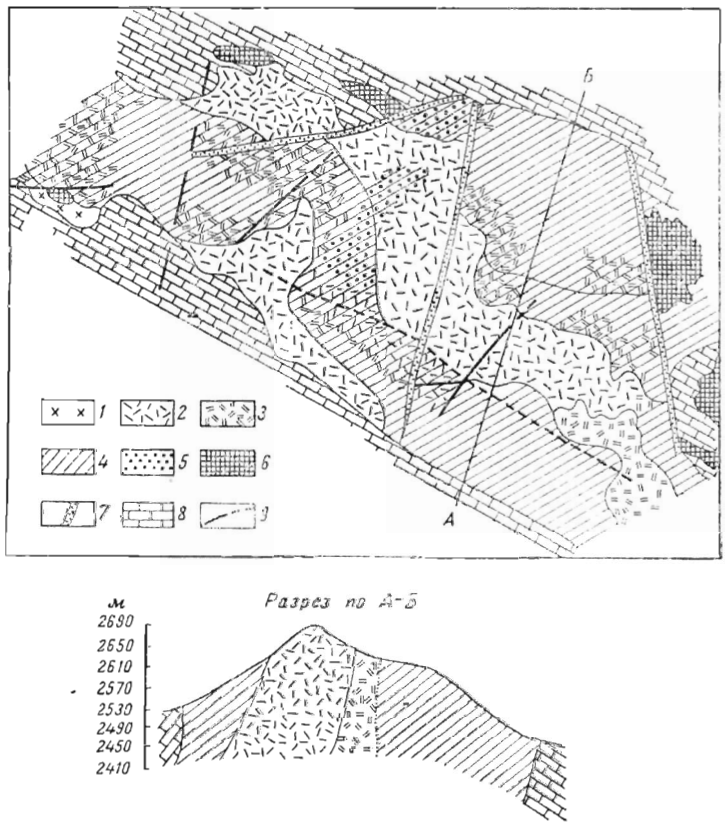


Рис. 147. Массив альбитовых апогранитов со сложной зональностью среди карбонатных пород. По материалам В. Кудрина и др. (1965), В. Бирюкова и др.

1 — гранодиориты и диориты; *2* — циннвальдитсодержащие микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *3* — криофиллит в апогранитах; *4* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *5* — биотит в апогранитах; *6* — микроклиниты; *7* — альбититы; *8* — кристаллические известняки; *9* — тектонические нарушения

3) литионитовые (циннвальдитовые и криофиллитовые). Переходные зоны между этими типами характеризуются криофиллит-рибекитовым, циннвальдит-рибекитовым и биотит-рибекитовым составом.

Распределение отмеченных разностей в пределах массива достаточно сложное и определяется особенностями внутриминерализационной трещинной тектоники месторождения (Кудрин и др., 1965). Судя по имеющимся данным, рибекитсодержащие разности апогранитов тяготеют к периферическим частям массива, центральная часть которого в основном сложена литионитсодержащими (циннвальдитовыми и криофиллитовыми) типами апогранитов. При этом разности метасоматических пород, содержащие циннвальдит, слагают подобие ядра (центральной зоны) массива, будучи окружены зоной апогранитов с криофиллитом. Биотитсодержащие апограниты также приурочены к средней части массива. Наряду с биотитом в них всегда присутствуют

рибекит или литиевые слюды (циннвальдит или криофиллит). Весьма характерно для массива заметное усиление явлений окварцевания в апогранитах центральной зоны с глубиной. В то же время в краевых участках массива, на контакте с вмещающими мраморизованными известняками, местами залегают участки интенсивно микроклинизированных пород, бедных кварцем.

В трещинах, секущих апограниты, развиваются метасоматические фации существенно альбитового (альбититы), микроклинового (микроклиниты) и кварц-микроклинового состава.

Акцессорные минералы апогранитов рассматриваемого месторождения достаточно разнообразны. Широко распространены гематит, магнетит, циркон (малакон), колумбит, пирохлор и флюорит; более редки монацит, ксенотим, гагаринит, фергусонит, эвксенит, лопарит.

Весьма характерным явлением для апогранитов характеризуемого месторождения является колумбитизация пирохлора, интенсивность которой заметно увеличивается с глубиной. В отличие от малакона, распределенного в метасоматических фациях, слагающих массив апогранитов более или менее равномерно, распределение ниобиевых минералов четко определяется составом апогранитов.

Пирохлор преимущественно встречается в рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитах, слагающих периферические части массива. При наложении на рибекитсодержащие фации апогранитов фаций, несущих литиевые слюды, происходит колумбитизация пирохлора. Таким образом, колумбит генетически связан с фациями апогранитов, содержащими циннвальдит или криофиллит.

Центральная зона массива, сложенная литионит-микроклин-кварц-альбитовыми апогранитами, контролируется зоной трещиноватости, прослеживаемой на значительную глубину. В результате метасоматически измененные гранитоиды распространяются на глубину до 700 *м* без резкого изменения состава, исключая заметное увеличение роли кварца.

Чрезвычайно интересная метасоматическая зональность охарактеризованного массива апогранитов позволяет связать воедино разнородные метасоматические фации апогранитов, развивающиеся обычно обособленно друг от друга. Тыловой зоной колонки в рассматриваемом случае является зона окварцованных литионит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов. Головной зоной, как и в других случаях, является зона интенсивно микроклинизированных пород, развивающаяся на контакте с известняками (эти породы в ряде случаев описываются как сиениты или кварцевые сиениты). Схематично метасоматическая зональность может быть представлена следующим образом.

1. Апогранит литионит-микроклин-кварц-альбитовый (окварцованный)
   альбит, кварц, микроклин, циннвальдит (литиевый биотит)
   альбит, микроклин, кварц, циннвальдит
   альбит, микроклин, кварц, криофиллит
2. Апогранит рибекит-микроклин-кварц-альбитовый
   альбит, микроклин, кварц, рибекит
3. Эндоконтактовая зона микроклинизированных пород
   микроклин, (альбит), кварц, эгирин, (рибекит).

Материнскими породами апогранитов, по всей вероятности, являются развитые в районе лейкократовые биотитовые граниты, обнаруживающие непосредственную связь с массивом апогранитов.

Типичным примером, характеризующим особенности геологического положения рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, являются куполовидные выступы крупного массива биотитовых гранитов в Казахстане, изученные Э. Северовым (Беус, Северов и др., 1962) и в последнее время Д. Минеевым (1963, 1964). В рассматриваемом случае изолированные в плане от главного массива куполовидные выступы, сложенные апогранитами, расположены среди пород песчано-сланцевой толщи

нижнего карбона. Оба купола рибекит-альбитовых апогранитов, площадью в 3 и 1 $км^2$, на глубине около 100 *м* соединяются в единое тело, имеющее пологую кровлю. Структурное положение рассматриваемых куполов альбитовых апогранитов определяется их приуроченностью к осевой части антиклинали, располагающейся в пределах мобильной полосы сочленения двух крупных структурно-фациальных областей, для которой характерно развитие региональных разломов, контролирующих проявление магматической деятельности. Как видно из геологической схемы (см. рис. 140), массивы апогранитов обособляются между двумя региональными разломами, один из которых контролирует распространение материнских биотитовых порфировидных гранитов.

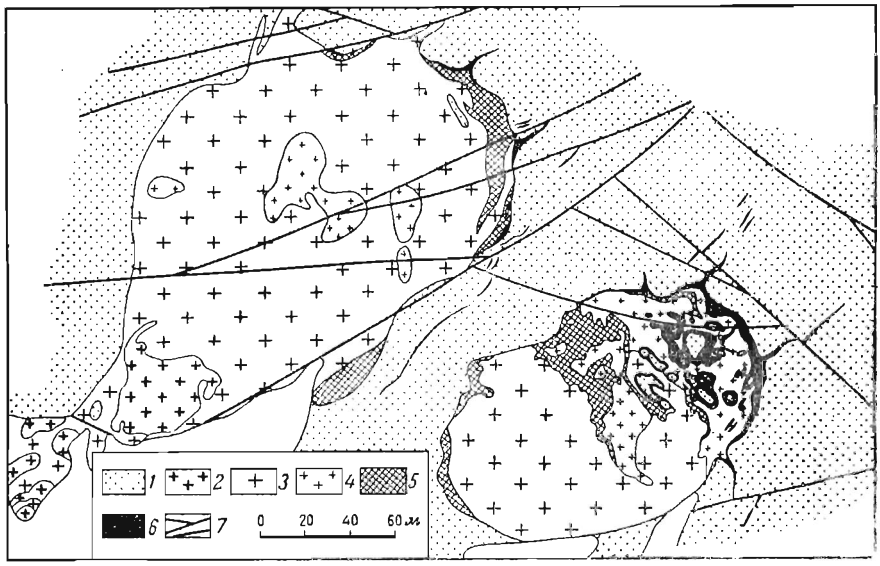


Рис. 148. Куполовидные массивы рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов
1 — песчаники, сланцы; *2* — биотитовые граниты; *3* — среднезернистые рибекитсодержащие апограниты глубоких горизонтов; *4* — мелкозернистые рибекитсодержащие апограниты зоны эндоконтакта, обогащенные альбитом; *5* — кварцевые микроклиниты; *6* — экзоконтактовые альбититы; *7* — тектонические нарушения

В пределах массивов выделяются следующие типы интрузивных и метасоматических гранитоидов: мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; средне- и мелкозернистые рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; крупнозернистые и пегматоидные рибекит-кварц-микроклиновые апограниты, собственно альбититы (рис. 148).

Биотитовые граниты наблюдаются в наиболее глубоко эродированной части большого купола апогранитов. Они имеют розоватую окраску и сложены неравномернозернистым агрегатом зерен микроклина, плагиоклаза и кварца, в котором четко выделяются порфировидные вкрапленники микроклин-пертита. Состав гранитов обычный — микроклин (40—45%), кварц (25—30%), плагиоклаз (20—25%) и биотит (5—7%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, магнетитом, ильменитом, флюоритом, апатитом и пиритом.

Средне- и мелкозернистые рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты представляют собой плотные светло-серые породы с кварц-микроклин-альбитовой основной массой, на фоне которой выделяются тонкие длиннопризматические кристаллы черного рибекита, реже зеленого эгирина и золотисто-коричневые слюдоподобные кристаллы астрофиллита. Последние особенно характерны для зоны постепенного перехода биотитовых гранитов в рибекитсодержащие альбитовые апограниты.

Главные минералы апогранитов — альбит, микроклин, кварц, рибекит; второстепенные — эгирин, астрофиллит, криолит; акцессорные минералы — циркон, торит, пирохлор, гагаринит, магнетит, гематит и значительно реже, обычно в виде мелких единичных зерен, встречаются монацит, ксенотим, гадолинит, фенакит, касситерит, ильменит, рутил, колумбит, пирит, галенит, молибденит, ортит, сфен и апатит. Изредка в апогранитах отмечаются мелкие листочки литиевого биотита, замещаемого рибекитом. Количественный состав главных породообразующих минералов рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, так же как и в других типах апогранитов, подвержен широким вариациям (альбита от 15—20 до 70—90, в среднем около 40%; микроклина — от 10 до 40, в среднем 30%; кварца — от 10 до 40, в среднем около 25% и рибекита — от 5 до 7%).

Характер и взаимоотношения породообразующих минералов — альбита, микроклина и кварца — в основной массе апогранитов аналогичны примерам, описанным выше.

Рибекит является наиболее характерным темноцветным минералом рассматриваемого типа апогранитов. Отмечается замещение рибекита альбитом, эгирином, местами хлоритом. Особенно интенсивно явления замещения рибекита альбитом развиты в эндоконтактовой зоне малого купола, где в результате этого формируются бедные рибекитом лейкократовые разности апогранитов. В свою очередь рибекит замещает астрофиллит, образующийся по биотиту в зоне перехода биотитовых порфировидных гранитов в рибекит-микроклин-альбитовые апограниты.

Вдоль контакта массивов апогранитов с вмещающими породами местами развиваются пегматоидные апограниты рибекит-кварц-микроклинового состава, аналогичные пегматоидным кварц-микроклиновым оторочкам массивов апогранитов других типов, описанных выше.

Характерной особенностью рассматриваемого месторождения является развитие процесса альбитизации вмещающих песчано-сланцевых пород, сопровождающееся образованием зоны экзоконтактовых рибекитсодержащих альбититов, обогащенных рядом редких элементов, присутствующих в апогранитах. Наиболее высокие концентрации редких элементов, в том числе ниобия (связанного с пирохлором), иттриевых редких земель (преимущественно связанных с гагаринитом) и бериллия (связанного с гадолинитом), наблюдаются в жилоподобных апофизах куполов апогранитов, секущих вмещающие породы. Состав этих метасоматических трещинных образований характеризуется ведущей ролью альбита (32—40, среднее 37%), уменьшением роли кварца (18—25, среднее 22%) и особенно микроклина (10—18, среднее 15%). В то же время в метасоматической породе заметно возрастает роль рибекита (в среднем 11%), а из редкометальных минералов — циркона (до 5%).

Таким образом, метасоматическая зональность массивов апогранитов схематично может быть представлена следующим образом:

1. Гранит биотитовый порфировидный
   микроклин I, плагиоклаз, кварц, биотит
2. Апогранит рибекит-микроклин-кварц-альбитовый
   альбит, кварц, микроклин II, рибекит→альбит, кварц, (микроклин), (рибекит), эгирин
3. Апогранит рибекит-кварц-микроклиновый
   микроклин II, кварц, рибекит→микроклин II, кварц.

Примером апогранитов щелочного ряда, с которыми связаны тела альбититов, образовавшиеся по средним (габбро-диориты) и щелочным (щелочные сиениты) породам, может служить своеобразное месторождение рибекитсодержащих альбититов, изученное Н. Костиным (Костин, Петрова, 1960).

Месторождение пространственно связано с массивом щелочных амфиболовых сиенитов, прорванных куполовидным телом альбитизированных щелочных гранитов, содержащих рибекит и эгирин (рис. 149). Щелочные сиениты и альбитизированные гранитоиды залегают среди габбро-диоритов в связи с субширотной зоной разлома. Куполовидное тело альбитизированных гранитов не обнажается эрозионным срезом, обнаруживаясь на глубине около 100 *м* под кровлей габбро-диоритов. Тело альбититов имеет характерную зональность: его внешняя зона сложена крупнозернистыми микроклинитами, далее следует зона крупнозернистых альбититов, сменяющаяся по направлению к центру тела зоной кварцсодержащих мелкозернистых альбититов (кварцевых альбититов). Явления окварцевания альбититов заметно усиливаются с глубиной, достигая максимума в пределах апикального купола измененных гранитоидов.

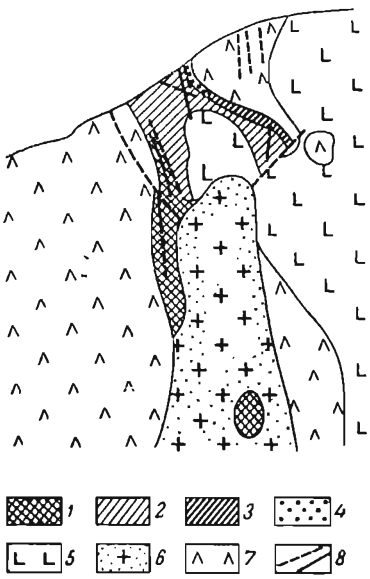


Рис. 149. Разрез тела альбититов среди диоритов и сиенитов в экзоконтакте массива рибекитсодержащих метасоматически измененных гранитов. По *Н. Костину*

1 — кварцевые альбититы; *2* — мелкозернистые альбититы; *3* — крупнозернистые альбититы; *4* — микроклиниты; *5* — щелочные сиениты; *6* — метасоматически измененные рибекитсодержащие граниты; *7* — диориты; *8* — тектонические нарушения

Наиболее высокие концентрации редких элементов связаны с трещинными метасоматическими телами малакон-кварц-рибекитового, малакон-альбит-рибекитового и другого состава, секущими альбититы.

Геолого-минералогические особенности альбититов рассмотренного месторождения, сформированных в обстановке дефицита кремнезема, во многом сходны с особенностями альбититов щелочных пород, значительный вклад в изучение которых внесли И. Царовский, И. Тихоненков и А. Павленко.

Альбититы щелочных пород

Среди альбититов, связанных со щелочными породами, могут быть выделены три главных морфологических типа, условия формирования которых определялись геолого-структурными особенностями контроля метасоматических процессов.

1. Массивы и зоны нефелинсодержащих микроклин-альбитовых пород типа мариуполитов.

2. Альбититы в комплексе контактово-измененных пород в экзоконтактах массивов нефелиновых сиенитов и тел щелочных пегматитов.

3. Альбититы в трещинных зонах массивов нефелиновых сиенитов и вмещающих их пород различного состава.

Нефелинсодержащие микроклин-альбитовые метасоматические породы типа мариуполитов, возникшие в процессе автометасоматического изменения нефелиновых сиенитов, достаточно широко распространены и известны почти во всех массивах нефелиновых сиенитов, обычно будучи связаны с зонами повышенной трещиноватости. Описаны и многочисленные примеры возникновения мариуполитов в результате метасоматического изменения щелочных сиенитов, а также основных и средних интрузивных пород восходящими потоками щелочных растворов. Характерной геохимической особенностью мариуполитов является наличие концентраций таких редких элементов, как цирконий (циркон, реже эвдиалит) и ниобий (пирохлор), тесно связанных с процессом

альбитизации. Геолого-минералогические особенности мариуполитов детально освещены в работах И. Царовского (1958).

И. Тихоненков (1960 г.) приводит характерный пример смены во времени метасоматических комплексов, возникающих при мариуполитизации нефелин-сиенитовых пегматитов: микроклинизированный пегматит — нефелиновый альбитит (нефелин реликтовый) — мариуполит (нефелин переотложенный) — альбитит.

Альбититы в комплексе контактово-измененных пород, окружающих массивы нефелиновых сиенитов, наиболее детально изучены И. Тихоненковым и Р. Тихоненковой (1960). Они возникают в зоне фенитизации массивов щелочных пород и образуются как по фенитам, так и по нефелиновым сиенитам эндоконтактовой зоны. Процесс альбитизации во всех случаях, как правило, сопряжен с процессом микроклинизации. Зональные тела микроклин-альбитовых метасоматических пород вытягиваются вдоль контактов нефелиновых сиенитов в виде протяженных залежей, мощность которых достигает 20 *м* и более. Альбититы слагают центральную зону метасоматических тел, внешняя часть которых представлена микроклинитами. В альбититах и микроклинитах, образованных по фенитизированным вмещающим породам, широко распространены циркон, пирохлор и ильменит.

Существенно иной состав редкометальных минералов характерен для альбититов, образовавшихся в эндоконтактовой зоне по нефелиновым сиенитам. В этом случае типоморфные минералы нефелиновых сиенитов — эвдиалит, рамзаит, лампрофиллит и другие — сохраняются и в образованных по ним альбититах. Наиболее высокие концентрации редких элементов в альбититах комплекса контактово-измененных пород щелочных массивов возникают при наложении альбититов, обогащенных цирконием и ниобием, на фениты, первично содержащие повышенные количества тех же редких элементов.

Геолого-минералогические особенности альбититов, связанных со щелочными породами и залегающих в трещинных зонах, секущих материнские нефелиновые сиениты и вмещающие их породы, обобщены в работе И. Тихоненкова (1960), убедительно показавшего единый план строения подобных образований вне зависимости от характера замещаемых пород. Вокруг тел альбититов во вмещающих породах обычно наблюдается ореол карбонатизации или флюоритизации. Внешняя зона альбититовых тел сложена микроклинитами, содержащими эгирин, эгирин-авгит, или щелочной амфибол, реже биотит. Обычны также трехминеральные парагенезисы: микроклин-эгирин-щелочной амфибол. При замещении биотитсодержащих пород в парагенезисе может присутствовать биотит. В качестве акцессорных минералов в этой зоне наблюдаются циркон, пирохлор, ильменит, сфен, апатит, магнетит и др.

Собственно альбититы, слагающие зону, следующую за микроклинитами, представлены парагенезисом призматически-зернистого альбита с эгирином или щелочным амфиболом. Подобно зоне микроклинитов, здесь также обычны аналогичные трехминеральные парагенезисы, местами включающие биотит. Характерными акцессорными минералами зоны альбититов являются циркон, пирохлор, магнетит, бритолит, апатит. При этом максимальная концентрация редкометальных минералов в альбититах наблюдается на фронте замещения зоны микроклинитов альбитом, отличающимся также накоплением темноцветных минералов. Как указывает А. Павленко (1963), эта меланократовая зона несет основную массу редкометальной минерализации, связанной с альбититами.

Центральной (тыловой) зоной рассматриваемых метасоматических образований является зона кварцевых альбититов или существенно кварцевых пород, названных И. Тихоненковым кварцититами, а А. Павленко (1963) метакварцитами. Для этой зоны характерны повышенные

содержания циркона и ильменита, в ряде случаев отмечается присутствие сульфидов, а также широкое распространение флюорита или карбонатов.

Типичной особенностью метасоматической колонки альбититов является ее растянутость по вертикали, что определяет обычную неполноту зональности на конкретных эрозионных срезах. Схема, характеризующая метасоматическую зональность месторождений альбититовой формации, связанных со щелочными породами (по И. Тихоненкову), приведена на рис. 154, *и*.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Особенности химического состава альбитовых апогранитов и альбититов

В настоящее время в опубликованной литературе имеется обширная информация, характеризующая особенности химического состава редкометальных альбитовых апогранитов (Беус и др., 1962; Северов, 1962; Коваленко, 1964 и др.). В то же время значительно меньше исследованы в этом отношении альбититы, связанные с комплексами щелочных пород.

В табл. 29 приведены средние составы различных парагенетических типов редкометальных апогранитов и для сравнения средние цифры, характеризующие состав некоторых главнейших типов гранитоидов. Имеющиеся данные, основанные на результатах статистической обработки более ста химических анализов, позволяют дать достаточно полную геохимическую характеристику рассматриваемых продуктов глубокого метасоматического преобразования гранитов.

Таблица 29

Средний химический состав различных типов редкометальных альбитовых апогранитов (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	73,9±2,1	72,8±0,7	73,7±2,0	74,1±0,7	74,0±0,4	72,0±0,2	74,6±0,5	73,30
TiO_2	0,02±0,00	0,03±0,01	0,05±0,01	0,09±0,02	0,07±0,02	0,27±0,02	0,15±0,03	0,11
Al_2O_3	15,4±0,7	16,5±0,7	14,4±0,7	12,6±0,4	14,3±0,3	14,3±0,1	13,4±0,3	12,33
Fe_2O_3	0,5±0,1	0,1±0,03	1,2±0,3	1,7±0,2	1,03±0,18	1,00±0,07	0,85±0,13	2,58
FeO	0,3±0,1	0,5±0,1	0,3±0,1	1,0±0,3	0,94±0,14	1,50±0,08	0,99±0,16	1,28
MgO	0,3±0,1	0,2±0,1	0,2±0,06	0,3±0,1	0,20±0,02	0,66±0,05	0,31±0,06	0,26
CaO	0,8±0,2	0,4±0,05	0,4±0,2	0,6±0,1	0,66±0,04	1,45±0,05	0,55±0,05	0,46
Na_2O	3,5±0,1	5,6±0,5	5,3±0,6	4,9±0,3	5,0±0,2	3,16±0,05	2,90±0,05	4,55
K_2O	3,5±0,4	4,2±0,4	3,9±0,4	4,1±0,2	3,9±0,2	4,70±0,08	5,41±0,19	4,20
F	0,5±0,2	0,3±0,06	—	—	—	—	—	—

Примечание. Ошибка средних дана с вероятностью 0,95.

1 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами бериллия; 2 — литионит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты с минералами тантала и ниобия; 3 — биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия; 4 — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты с минералами циркония и ниобия; 5 — среднее по альбитовым апогранитам; 6 — нормальный гранит (Беус, Ситнин, 1965); 7 — аляскит (Беус, Ситнин, 1965); 8 — щелочной гранит по Дэли.

Главной геохимической особенностью редкометальных апогранитов, общей для всех типов, несомненно, является ведущая роль натрия, обусловленная резким преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом. Несмотря на то что в пределах каждого массива апогранитов получают развитие существенно калиевые метасоматические фации, обогащенные поздним микроклином, калий в рассматриваемых метасо-

матически измененных гранитоидах по сравнению с натрием в общем играет подчиненную роль. Характерной геохимической особенностью, также общей для всех типов редкометальных альбитовых апогранитов, является низкое содержание кальция и магния. Указанные признаки позволяют достаточно четко отличать альбитовые апограниты от нормальных гранитоидов, для которых подобные соотношения щелочных и щелочноземельных элементов не характерны.

В то же время по содержанию кремнезема описываемые метасоматические породы принципиально не отличаются от наиболее кислых разностей нормальных гранитов, а также почти не различаются и между собой.

Наиболее характерными геохимическими особенностями редкометальных альбитовых апогранитов, которые могут быть использованы как признак различия намеченных парагенетических типов, являются особенности распределения алюминия и железа. Так, например, четко различная количественная и качественная роль алюминия позволяет по аналогии с принятым разделением магматических гранитоидов выделить среди апогранитов нормальные, субщелочные и щелочные разности. Первые две группы пересыщены алюминием, особенно резко апограниты нормального ряда, в то время как специфической чертой апогранитов щелочного ряда является недостаток алюминия.

Соотношения между этими группами апогранитов особенно четко выступают на диаграмме, иллюстрирующей связи между коэффициентом агпаитности и коэффициентами a' и c' системы А. Заварицкого, являющимися показателями роли алюминия в составе породы (рис. 150). Таким образом, наблюдается четкое уменьшение роли алюминия в ряду парагенетических типов апогранитов, содержащих в качестве типоморфных минералов мусковит, затем литионит, биотит и, наконец, рибекит.

Совершенно обратную тенденцию в апогранитах проявляет железо, роль которого закономерно увеличивается от мусковит-альбитовых и литионит-альбитовых разностей к апогранитам, содержащим в качестве типоморфных минералов биотит и особенно рибекит. В этом же направлении существенно увеличивается роль трехвалентного железа. В результате железо как бы играет роль своеобразного «заместителя» алюминия в разностях апогранитов щелочного ряда (рис. 151).

При сравнении химического состава редкометальных альбитовых апогранитов с опубликованными в литературе данными о составе различных типов гранитоидов, наряду с резким отличием от нормальных гранитов, бросается в глаза явное сходство имеющихся химических анализов рибекит-альбитовых апогранитов и так называемых щелочных гранитов (см. табл. 29). Затронутый вопрос заслуживает тщательного изучения, однако исследованиями последних лет установлено, что часть гранитоидов, ранее описывавшихся как типичные щелочные граниты, представляет собой метасоматические породы рибекит-микроклин-кварц-альбитового состава, обогащенные цирконием, ниобием и рядом других редких элементов. Заслуживает внимания также известное сходство химического состава так называемых аляскитов с разностями апогранитов, обогащенными поздним микроклином. Вопрос этот также окончательно не изучен, хотя имеются данные (Беус, Залашкова, 1962), свидетельствующие, что к аляскитам часто относят граниты, отличающиеся широким развитием послемагматической микроклинизации, что, естественно, приближает подобные образования к обогащенным микроклином фациям апогранитов.

Нанесение составов характеризуемых метасоматических пород на тетраэдрическую диаграмму K—Na—Al—Ca позволяет судить о непрерывности развития составов метасоматически измененных пород от альбититов до микроклинитов в соответствии с количественными соот-

ношениями натрия и калия в составе породы. Достаточно определенно намечается также вторая линия развития, примерно параллельная ребру Al—Na тетраэдра, свидетельствующая о закономерном уменьшении роли алюминия от альбитовых апогранитов нормального ряда к апогранитам, содержащим щелочные амфиболы и пироксены (рис. 152). Характерно, что состав альбититов, являющихся конечными продуктами преобразования гранитоидов, и альбититов, связанных со щелочными породами, в отношении главных петрогенных элементов (за исключением SiO_2) различается незначительно (табл. 30). Элементом-индикатором в данном случае опять же является железо, как пра-

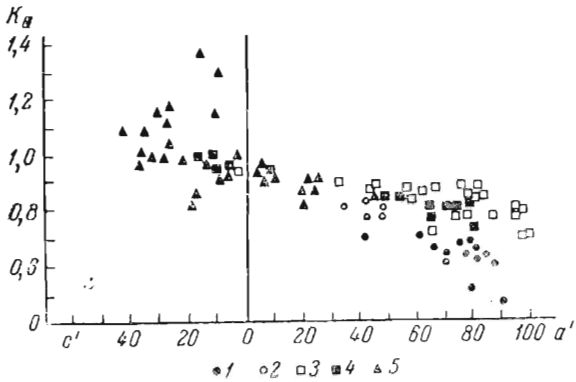


Рис. 150. Состав альбитовых апогранитов на диаграмме коэффициент агпаитности — коэффициенты a'—c'

1 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *2* — те же апограниты, сформированные в зоне экзоконтакта; *3* — литионит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *4* — биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *5* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты

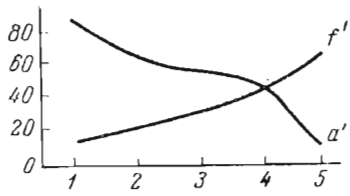


Рис. 151. Диаграмма, характеризующая распределение коэффициента железистости (f') и избыточного алюминия (a'), в альбитовых апогранитах (в коэффициентах системы А. Заварицкого)

1 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *2* — лепидолит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *3* — криофиллит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *4* — биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *5* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты

вило, не характерное для альбититов апогранитового ряда и являющееся типоморфным элементом альбититов щелочных пород.

Не различаются между собой (за исключением темноцветных компонентов) и существенно микроклиновые фации рассматриваемых метасоматических образований. Характерно, что на диаграмме K—Na—Al—Ca фигуративные точки, иллюстрирующие состав существенно микроклиновых метасоматических фаций месторождений альбититовой формации, четко ложатся в поле аляскитовых гранитов, еще раз подчеркивая вероятную роль высокотемпературного калиевого метасоматоза в формировании калиевых гранитов аляскитового типа.

Особенности изменения химического состава материнских гранитоидов в процессе формирования альбитовых апогранитов достаточно закономерны (рис. 153). Во всех типах апогранитов резко возрастает роль натрия при соответствующем уменьшении роли калия. Во всех случаях имеет место также вынос двухвалентного железа. В то же время при формировании апогранитов щелочного ряда и прочих групп альбитовых апогранитов характер поведения алюминия и трехвалентного железа существенно различен. Если для мусковит-, литионит- и в ряде случаев биотитсодержащих апогранитов намечается четкий привнос алюминия, то щелочные рибекитсодержащие апограниты, как пра-

Таблица 30

Химический состав альбититов
(в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	73,13	70,85	69,20	71,67	70,29	63,56	67,97	59,47
TiO_2	0,03	Не обн.	Следы	0,02	0,23	0,16	0,09	1,03
Al_2O_3	15,85	17,60	19,26	14,56	15,52	16,64	18,87	17,92
Fe_2O_3	0,23	0,13	Следы	1,31	2,65	3,61	0,76	1,78
FeO	0,78	0,39	0,31	Не обн.	1,33	3,12	0,79	1,45
MnO	0,03	0,01	0,01	0,05	0,17	0,13	Не опр.	0,18
MgO	0,15	0,06	Следы	0,21	0,23	0,07	Не обн.	0,08
CaO	0,43	0,22	0,40	0,23	0,72	0,44	0,06	0,20
Na_2O	6,74	7,85	7,50	8,11	7,17	10,13	10,22	8,48
K_2O	2,43	2,42	2,87	3,44	0,90	0,34	0,18	1,22
F	0,08	0,16	Не опр.	Не опр.	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	Не обн.	0,32	0,21	Не обн.	Не обн.	0,14	„ „	0,31
H_2O^+	0,31	0,23	0,35	0,05	0,68	Не опр.	„ „	Не опр.
ZrO_2, Nb_2O_5 и др.	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,90	0,26	7,43
П. п. п.	Не опр.	„ „	„ „	„ „	„ „	1,05	0,56	0,72
Сумма	99,97	100,24	100,11	99,65	100,18	99,48	99,86	100,46

1 — кварцевый мусковитсодержащий альбитит с акцессорным бериллом; 2—3 — лепидолитсодержащий альбитит из массива литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов; 4 — кварцевый биотитсодержащий альбитит из массива биотит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов (по Э. Северову); 5 — рибекитовый альбитит из массива рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов (по Д. Минееву); 6 — рибекитовый альбитит в щелочных сиенитах (по Н. Костину); 7 — кварцевый альбитит в щелочных сиенитах (по Н. Костину); 8 — рибекитовый альбитит в щелочных сиенитах (по Н. Костину).

вило, отличаются более низким содержанием глинозема по сравнению с материнскими породами. Подобные же отношения характерны и для трехвалентного железа. Если в процессе формирования нормальных и субщелочных типов апогранитов происходит существенный вынос трехвалентного железа, то для образования апогранитов щелочного ряда характерен обратный процесс накопления трехвалентного железа.

Характеристика поведения петрогенных элементов была бы неполной без упоминания об известной инверсии процесса накопления щелочей во внешних зонах массивов альбитовых апогранитов. Это явление, выражающееся в увеличении роли калия в верхних зонах апогранитовых массивов и тел, достаточно четко прослеживается на примерах зональных массивов апогранитов различных типов (рис. 154). Если же учесть состав передовой существенно микроклиновой зоны многих месторождений характеризуемой формации, то увеличение роли калия в метасоматических породах передового фронта будет проявлено еще более резко.

С целью сравнения особенностей корреляционных связей между петрогенными химическими элементами в альбитовых апогранитах и нормальных гранитах вероятного магматического генезиса с помощью электронно-вычислительных машин был проведен множественный корреляционный анализ по двум представительным выборкам, характеризующим указанные группы гранитоидов (табл. 31). Результаты анализа позволяют судить о резком ослаблении корреляционных связей между петрогенными элементами в метасоматически измененных гранитоидах. Уничтожаются, в частности, все корреляционные связи у кальция и большинство связей у магния. Все прочие связи (за исклю-

Таблица 31

Корреляционные связи между петрогенными компонентами у нормальных гранитов и альбитовых апогранитов (с 5%-ным уровнем значимости)

			Альбитовые апограниты (n = 43)									
		$\bar{x}$, %	73,72	0,12	14,18	0,95	1,01	0,04	0,33	0,71	4,82	3,28
		$\bar{x}$, %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Нормальные граниты (n = 63)	71,95	SiO_2		—0,31	—0,67	Н. с.	—0,32	Н. с.	Н. с.	Н. с.	—0,41	Н. с.
	0,27	TiO_2	—0,67		Н. с.	0,53	—0,32	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.
	14,34	Al_2O_3	—0,73	0,32		Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	0,34	Н. с.
	1,09	Fe_2O_3	Н. с.	Н. с.	0,34		Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.
	1,39	FeO	—0,55	0,48	Н. с.	Н. с.		Н. с.	0,31	Н. с.	Н. с.	Н. с.
	0,04	MnO	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	0,25		Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.
	0,60	MgO	—0,63	0,48	0,39	Н. с.	0,39	0,39		Н. с.	Н. с.	Н. с.
	1,42	CaO	—0,64	0,53	0,47	Н. с.	0,38	Н. с.	0,51		Н. с.	Н. с.
	3,19	Na_2O	0,37	Н. с.	0,43	Н. с.	Н. с.	Н. с.	0,24	0,37		Н. с.
	4,78	K_2O	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Н. с.	—0,37	0,36	Н. с.	

Примечание. Н. с. — корреляционная связь не существенна; n — количество анализов.

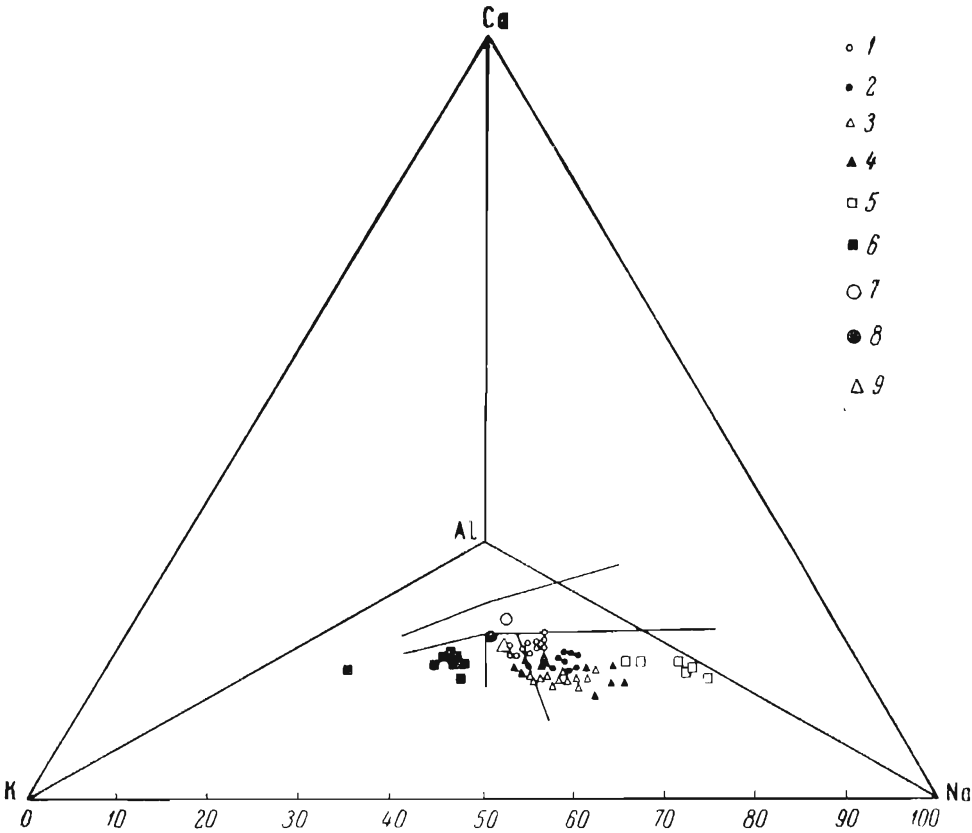


Рис. 152. Диаграмма химического состава альбитовых апогранитов, альбититов и микроклинитов (проекция на плоскость тетраэдра Na—K—Ca)

1 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *2* — литионит-амазонит-кварц-альбитовые апограниты; *3* — биотит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *4* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовые апограниты; *5* — альбититы и кварцевые альбититы; *6* — микроклиниты и кварцевые микроклиниты; *7—9* — материнские граниты: мусковитсодержащих альбитовых апогранитов (*7*), литионитсодержащих альбитовых апогранитов (*8*), апогранитов щелочного ряда (*9*)

чением связей кремний—алюминий и магний — закисное железо) существенно ослабляются. Корреляционная связь натрия с кремнием, положительная в нормальных гранитах, становится отрицательной в мета-

соматических разностях. В то же время в последних проявляется существенная корреляционная связь между окисным железом и титаном, отсутствующая в нормальных гранитах. Статистические корреляционные связи между петрогенными элементами в горных породах являются суммарным выражением связей, существующих в породах между

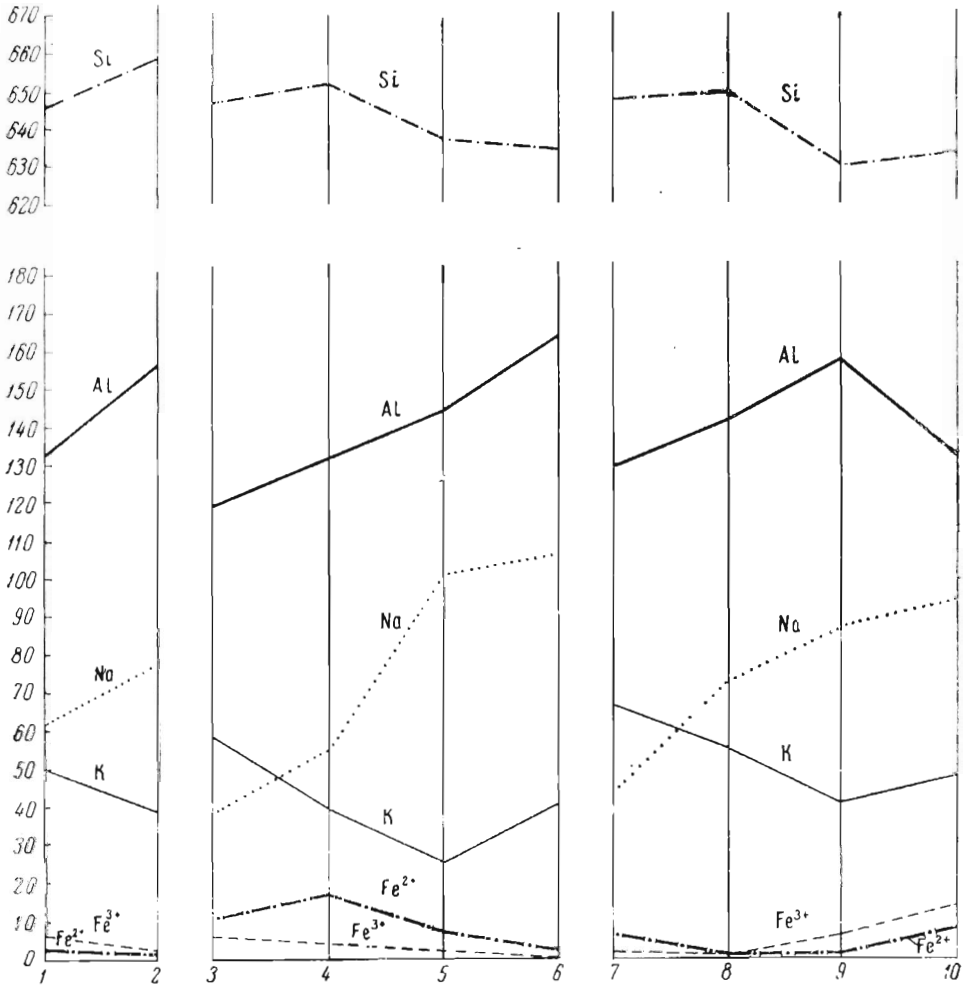


Рис. 153. Изменение состава материнских гранитоидов (Восточная Сибирь) при формировании альбитовых апогранитов (в коэффициентах по Т. Барту)

1 — двуслюдяной гранит; *2* — мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит; *3* — биотитовый гранит; *4* — альбитизированный биотитовый гранит; *5* — биотит-амазонит-кварц-альбитовый апогранит; *6* — литионит-амазонит-кварц-альбитовый апогранит; *7* — биотитовый микроклинизированный гранит; *8* — биотитовый альбитизированный гранит; *9* — литионит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит; *10* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит

химическими элементами, связанными стехиометрическими отношениями в составе породообразующих минералов, и количественных связей между минералами, определяемых особенностями формирования горной породы.

В магматических породах, в которых количественные связи между минералами, определяемые законами кристаллизации из расплавов, являются достаточно постоянными, результирующие корреляционные связи между петрогенными элементами должны быть проявлены наиболее четко. В породах метасоматического генезиса, отличающихся широкими пределами вариации количественных отношений породооб-

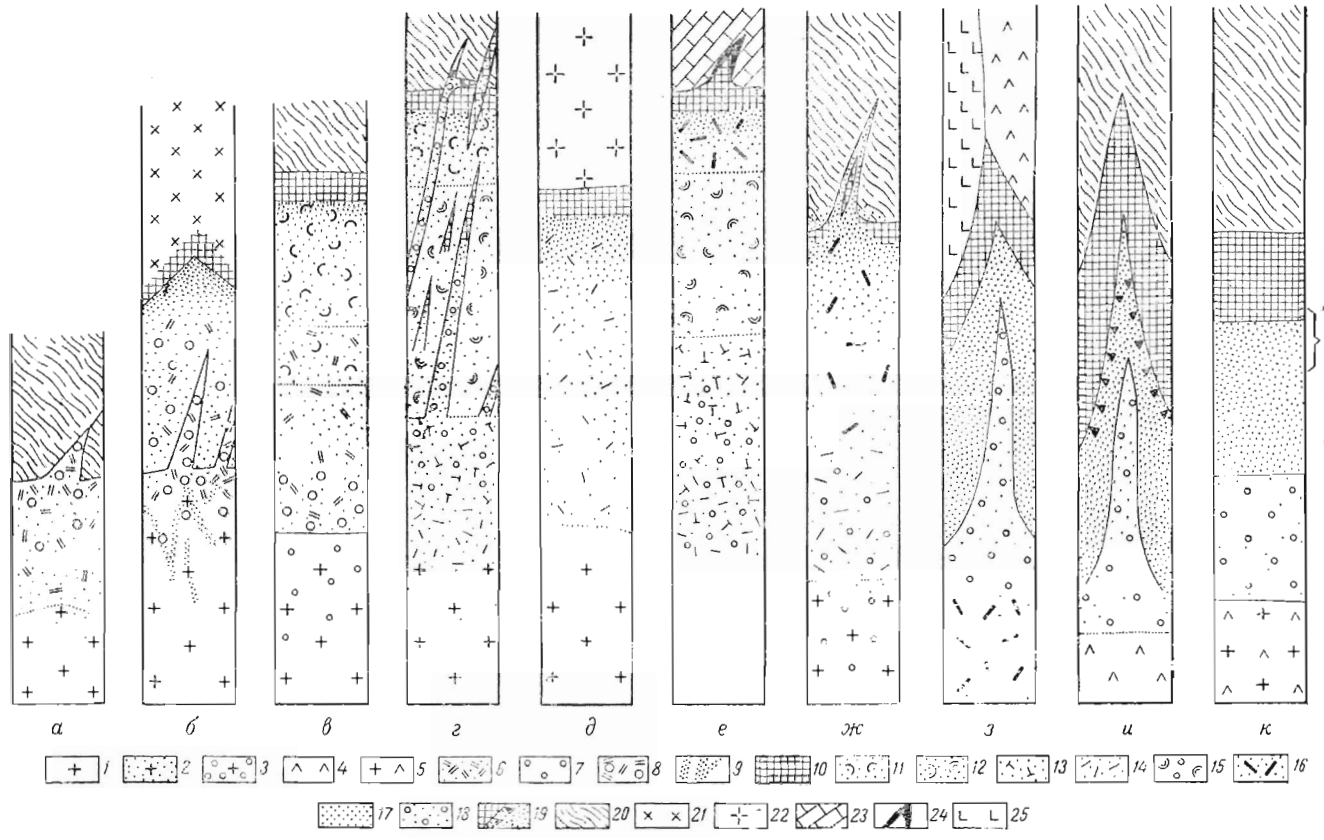


Рис. 154. Метасоматические колонки месторождений альбититовой формации

а — мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит с мусковит-кварцевым грейзеном в головной части колонки. В апогранite глубоких горизонтов — берилл, в эндоконтактовой зоне — берилл и вольфрамит, в грейзене — вольфрамит и берилл (Восточная Сибирь, Юго-Восточная Азия); *б* — мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит (берилл-содержащий) с зоной кварцевого альбитита в апикальной части, прорывающий плагиограниты (Восточная Сибирь); *в* — лепидолит-амазонит-кварц-альбитовый апогранит с колумбо-танталитом и микролитом в головной зоне колонки апогранитов, тыловой зоной которой служит окварцованный двуслюдяной гранит (Восточная Сибирь); *г* — литионит-амазонит-кварц-альбитовый апогранит с пирохлор-микролитом в головной лепидолитсодержащей зоне и колумбитом в более глубоких зонах колонки, содержащих криофиллит. Характерно развитие внутриминерализационной трещиноватости, выполненной в пределах массива апогранитов кварцевыми альбититами, кварцевыми амазонитами, а за его пределами — криофиллит-кварц-топазовыми грейзенами (Восточная Сибирь); *д* — биотит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит с колумбитом (Казахстан, Восточная Сибирь); *е* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит с пирохлором в головной части колонки, глубокие горизонты которой сложены литионитсодержащим апогранитом с колумбитом (Восточная Сибирь); *ж* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит с трещинными телами рибекитовых альбититов в головной части. В апогранite — пирохлор, циркон, в альбитите — пирохлор, циркон, гагаринит, гадолинит (Казахстан); *з* — рибекитовый альбитит с иттроземельной и малаконовой минерализацией в апикальной части массива метасоматически измененных щелочных гранитов (Восточная Сибирь); — типичная колонка альбититов щелочных пород с ниобиевой и цирконневой минерализацией (по И. Тихоненкову); *к* — обобщенная метасоматическая колонка месторождений альбититовой формации.

1 — гранитонды; *2* — альбитизированные граниты; *3* — граниты с явлениями окварцевания; *4* — щелочные породы; *5* — кислые и щелочные интрузивные породы; *6* — мусковит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит; *7* — явления высокотемпературного окварцевания; *8* — мусковит-кварцевый грейзен; *9* — зоны альбитизации и окварцевания в граните; *10* — микроклинизация, кварцевые микроклиниты, микроклиниты; *11* — лепидолит-микроклин (амазонит)-кварц-альбитовый апогранит; *12* — то же, но с криофиллитом; *13* — то же, но с цинвальдитом; *14* — биотит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит; *15* — криофиллит-топаз-кварцевый грейзен; *16* — рибекит-микроклин-кварц-альбитовый апогранит; *17* — альбитит; *18* — кварцевый альбитит; *19* — концентрация темноцветных и редкометальных минералов в альбитите; *20* — сланцы метаморфизованные; *21* — гранодиориты, плагиограниты; *22* — граниты порфировидные; *23* — известняки кристаллические; *24* — зоны флюоритизации с мине-

разующих минералов, следует заведомо ожидать существенного ослабления корреляционных связей, что и имеет место в рассматриваемом случае. Характерно, что резким ослаблением корреляционных связей характеризуются также и гранитоиды аляскитового типа, что является дополнительным подтверждением существенной роли метасоматических процессов в формировании этих разностей гранитов.

Вертикальная зональность и метасоматические колонки месторождений альбититовой формации

Анализ фактического материала, характеризующего вертикальную зональность месторождений редкометальных альбитовых апогранитов и альбититов, связанных со щелочными породами, позволяет сделать вполне определенный вывод о едином плане строения метасоматической колонки всех месторождений редких элементов альбититовой формации.

Рассмотрение строения метасоматической колонки апогранитовых месторождений целесообразно начать с наиболее простой колонки альбитовых апогранитов мусковит-микроклин-кварц-альбитового типа, представляющих собой типичную метасоматическую колонку высокотемпературного выщелачивания (см. рис. 154, *а*).

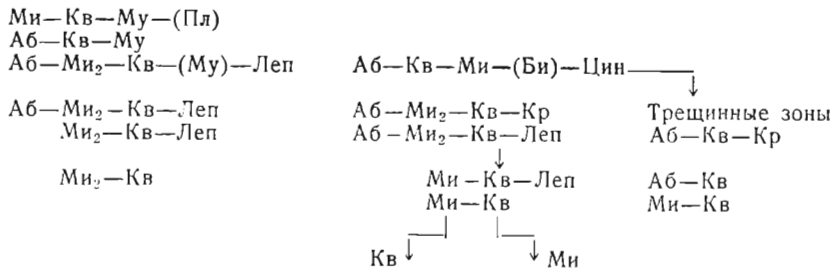
1. Ми—(Пл)—Кв—Би	Гранит биотитовый, микроклинизированный
2. Ми—(Пл)—Кв—Му	Гранит мусковитовый микроклинизированный
3. Аб—(Ми)—Кв—Му	Апогранит мусковит-микроклин-кварц-альбитовый
4. Аб—Кв—Му	Апогранит мусковит-кварц-альбитовый
5. Кв—Му	Грейзен мусковит-кварцевый
6. Кв	Грейзен кварцевый

Рассматриваемая метасоматическая колонка характеризуется непосредственным переходом апогранитов в мусковит-кварцевые грейзены, часто несущие редкометальную минерализацию.

Развитием рассмотренной колонки является колонка мусковитсодержащих апогранитов, сформированных среди вмещающих кислых интрузивных пород, обогащенных плагиоклазом (плагиогранитов, гранодиоритов). Помимо зон, отмеченных выше для типичной колонки выщелачивания, в ней проявляются дополнительные зоны, по отношению к которым зона максимального окварцевания (высокотемпературного выщелачивания) становится тыловой (см. рис. 154, *б*).

3. Аб—(Ми)—Кв—Му	Апогранит мусковит-микроклин-кварц-альбитовый
4. Аб—Кв—Му	Апогранит мусковит-кварц-альбитовый
5. Кв—Му	Грейзен мусковит-кварцевый
6. Аб—Кв	Альбитит кварцевый
7. Аб	Альбитит

Еще более сложный характер имеет метасоматическая колонка литионитсодержащих типов апогранитов (см. рис. 154, *в*, *г*). Следует отметить, что парагенетический анализ метасоматических минеральных ассоциаций в апогранитах рассматриваемого типа обычно в значительной степени затруднен в связи с явлениями телескопирования метасоматической колонки в пределах массивов апогранитов. В двух детально изученных месторождениях рассматриваемого типа тыловая зона окварцевания представлена или заметно окварцованными мусковитовыми гранитами (см. рис. 154, *в*), или биотит-микроклин-кварц-альбитовыми апогранитами с резко повышенным количеством кварца (см. рис. 154, *г*). Новой дополнительной зоной в пределах головной части метасоматической колонки является кварц-микроклиновая зона, проявляющаяся как в появлении поздней кварц-микроклиновой оторочки в эндоконтактовой части массивов апогранитов, так и в обогащении поздним микроклином (или амазонитом) головной части альбитовой зоны.



Каждая из зон метасоматической колонки в случае проявления внутриминерализационной трещиноватости может быть представлена трещинными телами соответствующего состава, секущими апограниты. При этом весьма характерным является переход по восстанию кварц-альбитовых трещинных тел в кварц-микроклиновые.

Для относительно простой колонки биотит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов (см. рис. 154, *д*) также характерно образование кварц-микроклиновой оторочки в головной части колонки (Ми—Кв), за которой следует зона обогащения альбитом Аб—Кв—(Ми)—Би.

Весьма интересна метасоматическая колонка рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, тыловой зоной которой являются окварцованные циннвальдитсодержащие альбитовые апограниты, а в головной зоне развиваются существенно микроклиновые породы (см. рис. 154, *е*).

Рассматривая вертикальную метасоматическую зональность массивов апогранитов, обусловленную строением метасоматической колонки, необходимо иметь в виду, что неравномерная трещиноватость, а следовательно, и проницаемость гранитных пород в большинстве случаев определяет отсутствие четкой границы между зонами. В этих случаях смена зон часто определяется лишь увеличением в минеральной ассоциации, слагающей породу, количественной роли минерала, представляющего ту или иную зону. Гораздо отчетливее зональность проявляется в метасоматических телах, контролируемых четкими разрывными структурами. Однако в этих случаях необходимо учитывать обычную растянутость колонки по вертикали так, что в пределах каждого конкретного горизонтального сечения может быть развита только одна зона.

Обобщение всех имеющихся материалов, характеризующих вертикальную метасоматическую зональность трещинных тел альбититов, связанных с гранитоидами или же со щелочными породами, позволяет подчеркнуть общность строения метасоматической колонки рассматриваемых образований вне зависимости от типа материнских интрузивных пород. Тыловой зоной метасоматической колонки во всех случаях является окварцованная порода типа кварцевого альбитита или метакварцита, а головной зоной — микроклинит. Средняя зона колонки, обычно являющаяся наиболее мощной, представлена собственно альбититом, нередко содержащим слюды или темноцветные минералы, позволяющие судить о генетическом родстве месторождения с интрузивными породами определенного типа.

Таким образом, вертикальная зональность месторождений альбититовой формации, определяющаяся строением метасоматической колонки, может быть представлена следующей схемой:

В пределах массивов материнских интрузивных пород.

1. Интрузивная порода
2. Интрузивная порода с заметным проявлением процессов высокотемпературного постмагматического метасоматоза
3. Зона развития высокотемпературного окварцевания

4. Зона преимущественной альбитизации
5. Зона преимущественной микроклинизации

В связи с разрывными структурами в материнских и вмещающих породах.

1. Зона развития высокотемпературного окварцевания
2. Зона альбитита
3. Зона микроклинита

Геохимический анализ метасоматической зональности месторождений альбититовой формации

Геологическое положение массивов и тел альбитовых апогранитов и альбититов (апикальные выступы, купола, апофизы интрузивных массивов), их постоянная и закономерная связь с крупными дизъюнктивными структурами во вмещающих породах позволяют сделать вывод, что одним из решающих факторов, которые определяют широкое развитие процессов постмагматического замещения в кислых и щелочных породах и формирование метасоматических месторождений альбититовой формации, является образование в верхних горизонтах интрузивных массивов зон пониженного давления. Подобные зоны как в период кристаллизации, так и после завершения кристаллизации апикальных участков интрузивного массива длительное время служат естественными коллекторами летучих компонентов, а также путями миграции растворов, отделяющихся на глубоких горизонтах интрузивного тела. Продолжительное взаимодействие гранитов или щелочных пород в пределах подобных участков с большими массами восходящих постмагматических растворов приводят к глубокому метасоматическому изменению первичных интрузивных пород и образованию метасоматических пород типа апогранитов или альбититов.

Обращаясь к гранитоидам, необходимо подчеркнуть, что особенности проявления метасоматических процессов, результатом которых явилось формирование апогранитов и связанных с ними концентраций редких элементов, в частности интенсивность и масштабы этих процессов, не позволяют объяснить глубокие изменения состава и структуры первичных гранитоидов развитием только автометасоматических явлений, локализованных в пределах конкретных куполов или апофиз гранитных массивов. В данном случае источниками потока постмагматических растворов, фильтровавшихся сквозь закристаллизованные куполовидные выступы и апофизы интрузивных тел, несомненно служили крупные магматические резервуары, становление которых, сопровождавшееся отделением летучих, продолжалось длительное время, вплоть до полной консолидации интрузивного массива. Таким образом, должна существовать вполне определенная причинная связь между явлениями позднемагматической и постмагматической кристаллизации, имевшими место в пределах главного интрузивного массива, и комплексом метасоматических явлений, наблюдаемых в его апикальных выступах и апофизах, превращенных в апограниты.

С этой точки зрения целесообразно рассмотреть некоторые особенности явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза, проявленного в пределах материнских интрузивных массивов гранитоидов, с которыми связаны апогранитовые месторождения. По характеру этих явлений, по-видимому, можно объективно судить о геохимических свойствах растворов, отделявшихся при кристаллизации гранитов главного интрузивного тела и фильтровавшихся в направлении зон пониженного давления в апикальные участки интрузивных массивов.

Широко распространенным процессом высокотемпературного постмагматического изменения материнских гранитов, с которыми связаны массивы и тела редкометальных апогранитов, является процесс ранней микроклинизации (Беус, Залашкова, 1962; Беус, 1963). Явления высокотемпературной микроклинизации в гранитоидах петрографически были детально изучены рядом исследователей (Белянкин, 1914; Афанасьев, 1949, 1960; Семененко, 1953 и др.). Однако лишь в последнее время вырисовывается огромная роль этого явления в формировании интрузивных гранитоидов, а также в процессах ультраметаморфической гранитизации.

В интрузивных массивах гранитоидов, с которыми связаны редкометальные апограниты, ранняя микроклинизация имеет повсеместное развитие. Метасоматические порфиробласты и более мелкие кристаллы микроклина образуются преимущественно по плагиоклазу гранитов и включают многочисленные реликты этого минерала. При этом часто удается наблюдать стадийность микроклинизации плагиоклаза, проявляющуюся в деанортизации кристаллов олигоклаза на передовом фронте замещения микроклином. Деанортизация преимущественно выражается в развитии на границе зерен среднего плагиоклаза и замещающего его микроклина тонкой зоны альбита. Деанортизированы и превращены в альбит также реликты плагиоклаза, заключенные в микроклине. В ряде случаев отмечается преобразование реликтовых участков плагиоклаза, заключенных в порфиробластах микроклина, в псевдопертитовые вростки ленточного строения.

В настоящее время еще нет достаточных данных, позволяющих оценить количественно отношение магматического и метасоматического микроклина в интрузивных телах гранитов, с которыми связаны месторождения редкометальных апогранитов или грейзеновые образования. Имеются примеры резкого преобладания метасоматического микроклина, наблюдавшиеся в гранитных массивах Забайкалья, Казахстана, Украины. В то же время известны примеры, когда лишь 5—10% зерен микроклина в граните несут четкие следы метасоматического образования, природа остальных зерен калиевого полевого шпата остается спорной. Обычно подобные выделения микроклина считают магматическими.

Большой фактический материал, накопленный в настоящее время, свидетельствует о том, что стадия ранней микроклинизации является естественной стадией постмагматического развития гранитоидов. Ниже при анализе геохимических особенностей высокотемпературных постмагматических растворов, связанных с гранитоидами, будет показано, что эта стадия является также необходимой, и ее развитие обусловлено закономерным ходом эволюции постмагматических растворов.

Ранняя микроклинизация в пределах геохимических провинций, сложенных гранитоидами, обычно имеет региональное развитие, что определяет большое значение этого процесса для формирования и последующей эволюции постмагматических растворов, отделяющихся при кристаллизации расплавов кислого состава.

Гораздо меньшее развитие в материнских массивах гранитоидов, с которыми связаны апогранитовые месторождения, имеет ранняя альбитизация микроклина, по времени сменяющая микроклинизацию. Прежде всего она проявляется в широком развитии пертитов замещения и появлении отдельных зерен метасоматического альбита, замещающего микроклин. Следует подчеркнуть, что в рассматриваемых относительно глубинных условиях этот процесс всегда имеет зачаточное развитие.

В ряде случаев в материнских гранитоидах получают развитие явления мусковитизации биотита, в результате которых имеет место формирование двуслюдяных и даже мусковитовых разностей гранитов.

Подобно тому как процесс микроклинизации начинается деанортизацией плагиоклаза, так и мусковитизация биотита начинается с его сидерофиллитизации, хотя геохимическая направленность процесса в этих случаях различна. При микроклинизации плагиоклаза в первую очередь выносится более слабое основание (кальций), а затем более сильное (натрий). При мусковитизации биотита вынос более сильного основания (магния) опережает вынос слабого основания (железа). Последнее свидетельствует об изменении геохимических особенностей постмагматических растворов, производящих мусковитизацию биотита, по сравнению с растворами стадии микроклинизации.

Схематично развитие явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза подобного рода в пределах материнских комплексов гранитоидов может быть представлено следующим образом:

$$\underset{1}{Ми_м—Ол—Кв—Би} \longrightarrow \underset{2}{Ми_м—Ми_1—(Ол)—Кв—Би} \longrightarrow \underset{3}{((Ми_м—Ми_1—(Ол)—Аб—Кв—Би}) \longrightarrow \underset{4}{((Ми_м—Ми_1—(Ол)—Аб—Кв—Му—(Би))},$$

где 1 — первичный гранит ($Ми_м$ — ранняя, предположительно магматическая генерация микроклин-пертита); 2 — микроклинизированный гранит с реликтами плагиоклаза (олигоклаза или альбит-олигоклаза); 3 — микроклинизированный гранит с реликтами альбит-олигоклаза и новообразованиями альбита; 4 — микроклинизированный и мусковитизированный гранит.

В результате конечные продукты частично измененных первичных гранитов могут быть представлены как неравновесные четырехфазные ассоциации, в которых два главные минерала — калиевый и кальциево-натриевый полевые шпаты — находятся в антагонистических отношениях (Ми—Аб)—Кв—Сл.

Как известно, в метасоматическом инфильтрационном процессе, идущем при постоянном объеме (Коржинский, 1953), четырехминеральная порода будет устойчива при трех инертных компонентах. При переходе еще одного компонента во вполне подвижное состояние система становится неустойчивой и стремится к трехминеральной ассоциации, состав которой будет определяться массой инертных компонентов и активностью в растворе компонентов, находящихся во вполне подвижном состоянии.

Как уже отмечалось ранее (Беус, 1963), изучение метасоматических процессов в гранитных массивах, представляющих главные фазы магматической активности, свидетельствует, что трехминеральные продукты постмагматического преобразования гранита, присутствующие в пределах интрузивного комплекса, как правило, составляют весьма малый объем по сравнению с объемом гранитов, в которых процесс метасоматического изменения гранитов проявился, но не дошел до трехминеральной ассоциации (четвертый минерал находится в виде реликтов, или же два главных минерала находятся в четких антагонистических взаимоотношениях). Таким образом, подобные промежуточные четырехфазовые разности гранитоидов, характеризующиеся метасоматическими взаимоотношениями между двумя главными минералами (микроклином и плагиоклазом), могут рассматриваться как неравновесные переходные ассоциации, образованные в условиях инертного поведения двух компонентов — кремния и алюминия. Развитие такой неравновесной ассоциации в результате замещения одного из минералов стремится к более устойчивому трехминеральному парагенезису, при этом характер изменения породы будет зависеть только от относительной активности вполне подвижных компонентов минералообразующего раствора (калия и натрия) на данной стадии процесса.

Процессы постмагматического метасоматоза в пределах более или менее глубинных горизонтов материнских интрузивных массивов, как

уже отмечалось выше, в основном завершаются на стадии микроклинизации. Все более поздние метасоматические процессы в этих участках интрузивных массивов не имеют сколько-нибудь заметного развития.

Отсюда можно сделать два важных геохимических вывода:

1) физико-химические условия развития постмагматических растворов в пределах главных интрузивных массивов определяли максимально высокую активность калия — наиболее сильного среди петрогенных химических элементов основания, способствуя широкому развитию явлений высокотемпературной (ранней) микроклинизации плагиоклаза;

2) в процессе микроклинизации растворы, поднимавшиеся в верхние горизонты интрузивных массивов, закономерно обогащались натрием и рядом других элементов, не вошедших в состав минералов микроклинизированного гранита.

Обобщение результатов исследования развития метасоматических явлений в массивах интрузивных гранитоидов, с которыми связаны альбитовые апограниты, а также грейзеновые образования, позволяет судить о значительном разнообразии в развитии процессов высокотемпературного метасоматоза в вертикальном разрезе материнского интрузивного массива. В настоящее время еще нет исчерпывающих материалов для того, чтобы судить о всем комплексе факторов, определяющих это разнообразие, однако одним из ведущих, несомненно, является фактор глубинности. Два крайних типа, характеризующих особенности различных по глубинности гранитоидных комплексов, схематично могут быть представлены следующим образом:

1) в центральных частях массивов явления микроклинизации не различаются или проявлены в незначительной степени. К периферии и особенно в апикальных участках роль микроклинизации заметно увеличивается;

2) в центральных частях массивов микроклинизация получает интенсивное развитие. В апикальных частях подобных массивов имеет место увеличение роли альбитизации, заметное проявление мусковитизации биотита. В отдельных случаях наблюдается развитие окварцевания, связанного с весьма тонкой трещиноватостью в граните. При этом альбитизация обычно имеет зачаточное значение.

Сравнение геологического положения охарактеризованных типов гранитных массивов, как правило, свидетельствует о меньшей глубинности массивов второго типа, с которыми чаще всего связаны массивы и тела апогранитов, представляющие собой их апикальные выступы или апофизы.

В пределах этих участков гранитного комплекса, контролируемых зонами пониженного давления, характер метасоматических процессов, обусловленных активностью потока постмагматических растворов, поступающих из глубоких горизонтов интрузивного массива, резко изменяется. Альбитизация и высокотемпературное окварцевание получают в этих участках преобладающее развитие, сменяя более глубинную микроклинизацию. Наконец, на заключительных этапах метасоматоза имеет место своеобразная инверсия процесса, завершающегося проявлением поздней альбитизации и микроклинизации (Беус, Залашкова, 1962). В пределах области интенсивного проявления процессов постмагматического метасоматоза происходит заметная концентрация целого ряда редких элементов, тесно связанная с геохимическими особенностями развития процессов изменения гранитоидов.

Подобно тому, что отмечено выше для гранитоидов, в пределах комплексов щелочных пород, с которыми связаны метасоматические образования типа альбититов, также получают развитие явления высокотемпературного калиевого и натриевого метасоматоза. Последние, по мнению ряда исследователей, имеют автометасоматический характер,

хотя в некоторых случаях указывается на связь высокотемпературных замещающих растворов с тектоническими зонами глубокого заложения и даже на наличие значительного перерыва во времени между формированием магматического комплекса и процессами метасоматического преобразования щелочных пород. В настоящее время для решения этих важных генетических вопросов еще нет достаточного фактического материала. Альбититы щелочных пород, обогащенные рядом редких элементов, судя по их геологическому положению, являются продуктами деятельности упомянутых выше высокотемпературных растворов в пределах локальных трещинных зон в эндо- или экзоконтактовой зонах массивов щелочных пород.

Несмотря на существенное генетическое различие с альбитовыми апогранитами, выражающееся в связи рассматриваемой группы месторождений альбититовой формации со щелочными породами, в их строении, как было показано в описательной части, наблюдается много общего. Последнее позволяет провести парагенетический анализ метасоматических образований, связанных с месторождениями альбититовой формации, совместно для альбититовых апогранитов и альбититов щелочных пород.

По особенностям парагенезиса главных породообразующих и второстепенных типоморфных минералов среди месторождений альбититовой формации могут быть выделены две главные группы: альбитовые апограниты нормального и субщелочного ряда с альбитом, микроклином, кварцем, слюдой (калиевой, литиево-железистой, литиевой) и апограниты щелочного ряда и альбититы щелочных пород с альбитом, микроклином, кварцем, биотитом, щелочным амфиболом, щелочным пироксеном.

Более сложный характер парагенезиса метасоматических образований повышенной щелочности определяется ролью железа, которое в породах рассматриваемой группы является виртуальным компонентом. Действительно, из трех инертных компонентов (алюминий, кремний, закисное железо) железо не играет роль виртуального инертного компонента в апогранитах, типоморфными минералами которых являются мусковит или литиевые слюды. В метасоматической ассоциации Аб—Ми—Кв—Сл лишь два компонента (кремний и алюминий) могут рассматриваться в качестве инертных (Беус, 1963). Исходя из правила фаз $n=k_i+2-f$, при постоянных температуре и давлении и определенных значениях вполне подвижных компонентов в условиях нонвариантного равновесия возможна ассоциация из k_i+2, т. е. из четырех минералов (Коржинский, 1957). В условиях метасоматического процесса, идущего при постоянном объеме, при двух инертных компонентах устойчивым является парагенезис из трех минералов.

Диаграмма зависимости парагенезисов мусковит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов от химических потенциалов калия и натрия (см. рис. 159) показывает, что наиболее характерный для рассматриваемого типа парагенезис Аб—Кв—Му формируется в условиях относительно низкой активности сильных оснований — калия и натрия. В условиях высокого химического потенциала натрия устойчив один альбит, в условиях высокого химического потенциала калия — микроклин. Нехарактерная для мусковитсодержащих альбитовых апогранитов метасоматическая фация Ми—Кв—Му устойчива при высоком химическом потенциале калия и низком натрия.

Исследование особенностей фазового перехода между мусковит- и лепидолитсодержащими фациями апогранитов было проведено, исходя из условно инертного поведения калия на данном этапе процесса. Анализ диаграммы, характеризующей зависимость рассматриваемых парагенезисов от химических потенциалов фтора и натрия (рис. 155), и сопоставление полученных данных с зональностью соответствующих

месторождений позволяют схематично описать геохимические условия перехода между зонами колонки (см. рис. 154, *в*). При этом кварц, являющийся избыточным минералом метасоматической ассоциации, присутствует во всех фациях, усложняя минеральный состав дивариантных полей равновесия, образованных в условиях высокого химического потенциала натрия. На рис. 155 стрелками показано развитие зональности в направлении от глубоких горизонтов к апикальной части массива апогранитов (Аб—Ми—(Кв)—Му→Аб—Ми—(Кв)—Леп→ → Аб—Кв—Леп), соответствующее увеличению химического потенциала фтора. Условия дивариантного равновесия, характерные для низкого

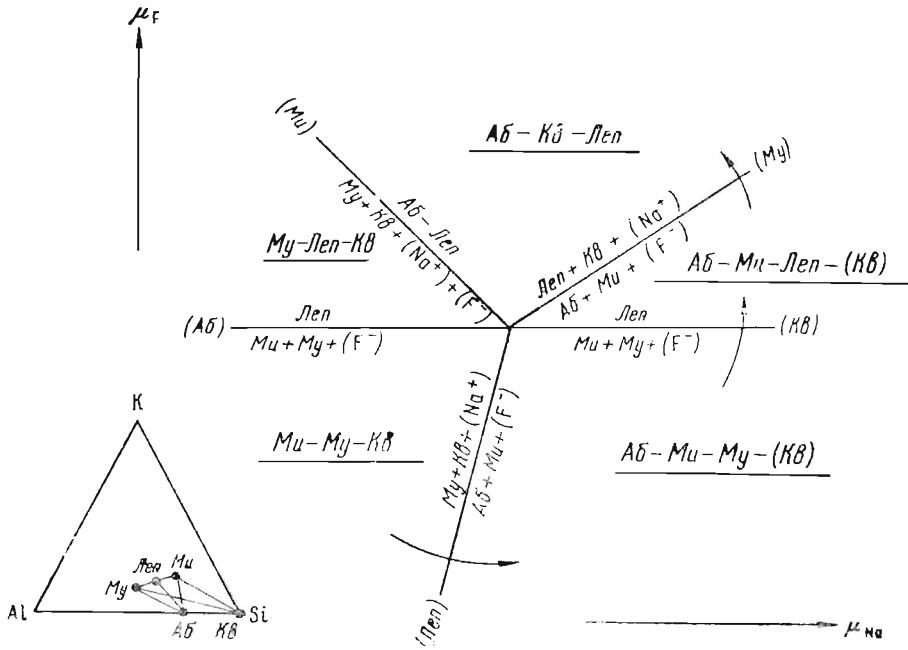


Рис. 155. Зависимость парагенезиса лепидолит- и мусковитсодержащих апогранитов от химических потенциалов фтора и натрия

химического потенциала натрия, для природных трехминеральных парагенезисов в апогранитах рассматриваемого типа нетипичны.

Парагенетический анализ альбитовых апогранитов, в состав которых в качестве виртуального компонента входит железо, был проведен Д. Минеевым (рис. 156, 157). Им рассмотрена зависимость парагенезисов апогранитов, содержащих в качестве типоморфных минералов биотит, рибекит и эгирин, от наиболее показательных интенсивных параметров системы — химических потенциалов фтора, натрия, калия и трехвалентного железа.

На диаграмме химических потенциалов фтора и натрия (см. рис. 156) в условиях низкого потенциала обоих элементов устойчив парагенезис биотитовых микроклинизированных гранитов — Ми—Би—Кв (поле I). Переход к биотит-альбитовым апогранитам — Аб—Би—Кв (поле II) осуществляется при увеличении химического потенциала натрия в условиях низкого потенциала фтора. Увеличение химического потенциала фтора определяет смену биотит-альбитовых парагенезисов рибекит-альбитовыми (поле III). Далее эволюция парагенезисов определяется изменением химического потенциала натрия. Увеличение определяет появление в составе альбитовых парагенезисов эгирина (поле V). С уменьшением μ_{Na} в условиях повышенного химического потенциала фтора имеет место смена рибекит-альбитового парагенезиса рибекит-

микроклиновым (поле IV). Из диаграммы также следует, что в результате увеличения химического потенциала фтора возможен непосредственный переход микроклинизированных биотитовых гранитов в рибекит-микроклиновые апограниты (поля I и IV), поскольку увеличение μ_F в апогранитах, несущих повышенные концентрации железа, в пер-

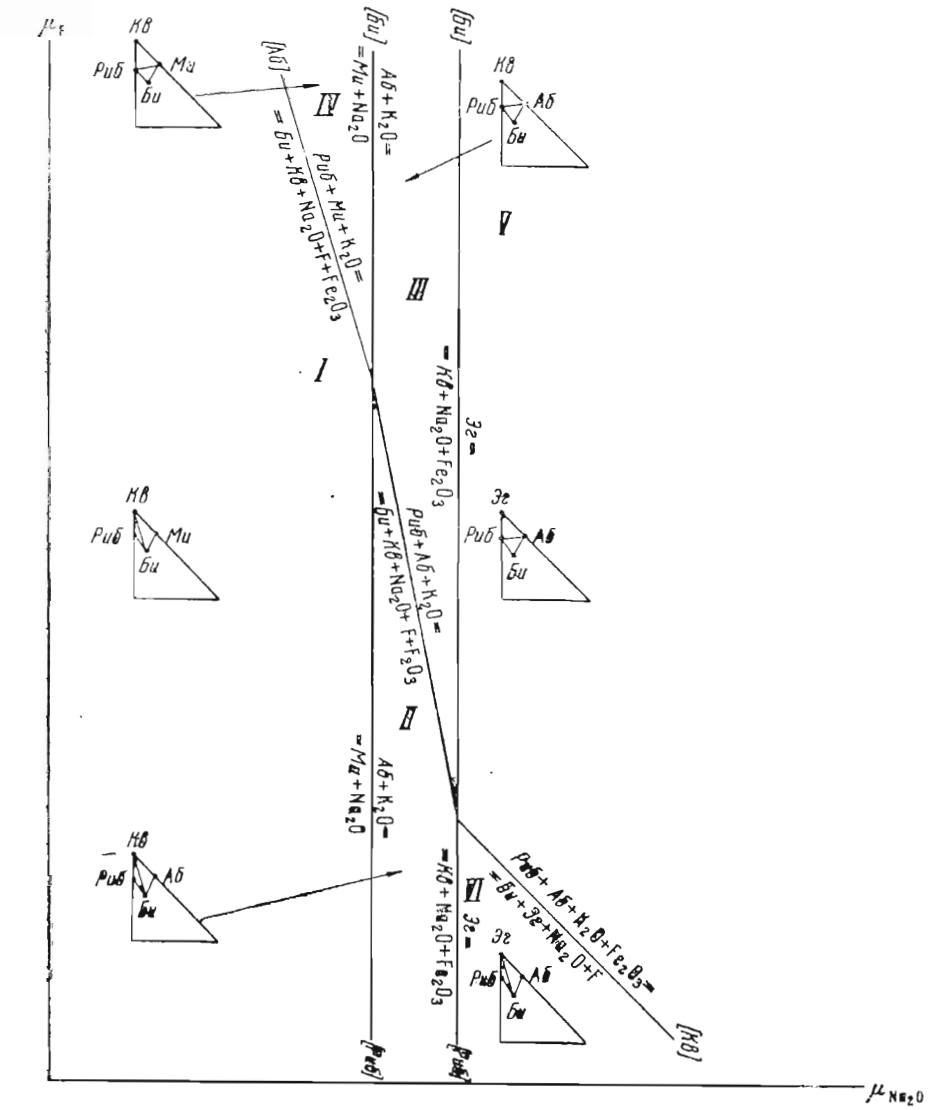
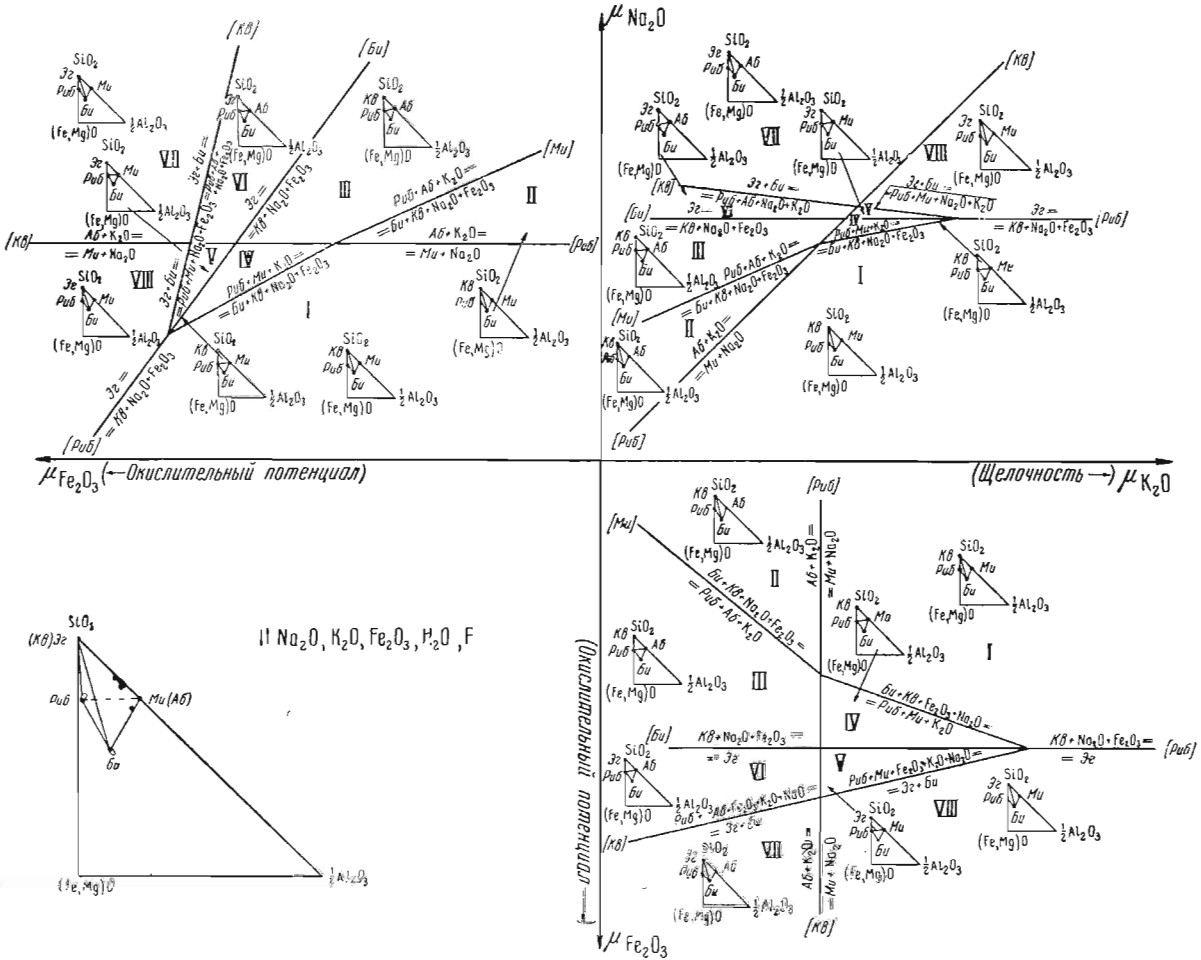


Рис. 156. Зависимость парагенезиса биотит- и рибекитсодержащих апогранитов от химических потенциалов фтора и натрия. По Д. Минееву

вую очередь выражается в смещении реакции минералообразования в сторону образования рибекитсодержащих парагенезисов (по данным Д. Минеева, в составе рибекита содержится $F_{0,9}$ против $F_{0,5}$ в биотите). Рассмотренная диаграмма иллюстрирует зональность массивов рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов, в тыловой зоне которых развиваются биотитсодержащие апограниты, а головная зона представлена рибекит-кварц-микроклиновыми породами (см. рис. 154, *ж*).

Интересна диаграмма, связывающая состав парагенезисов с химическими потенциалами натрия, калия и трехвалентного железа (см. рис. 157). На ней может быть прослежена смена минеральных метасо-



II Na_2O, K_2O, Fe_2O_3, H_2O, F

Рис. 157. Зависимость парагенезиса биотит- и рибекитсодержащих апогранитов от химических потенциалов калия, натрия и трехвалентного железа. *По Д. Минееву*

матических фаций не только для типов биотит- и рибекитсодержащих апогранитов, но также и для апогранитов, содержащих в качестве типоморфных минералов железо-литиевые слюды, поскольку фазовые отношения в системе Аб—Ми—Кв—Цин—Риб аналогичны отношениям в системе Аб—Ми—Кв—Би—Риб, представленным на рассматриваемой диаграмме (поля I, II, III). Переход от Аб—Кв—Цин-парагенезиса к парагенезису Аб—Кв—Риб определяется увеличением химических потенциалов натрия и трехвалентного железа.

Частная диаграмма, иллюстрирующая зависимость этого фазового перехода от химических потенциалов фтора и натрия (рис. 158), под-

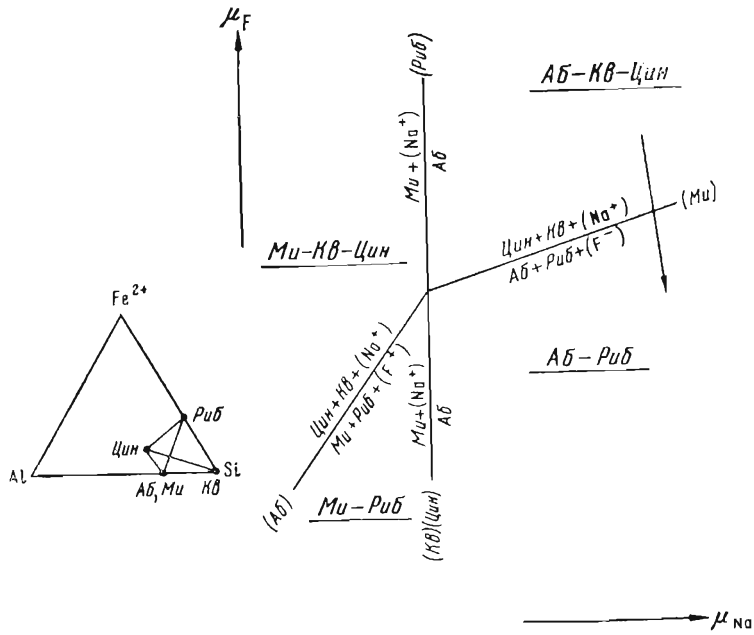


Рис. 158. Зависимость парагенезиса циннвальдит- и рибекитсодержащих апогранитов от химических потенциалов фтора и натрия

тверждает уменьшение химического потенциала фтора при смене циннвальдит-кварц-альбитовой зоны на рибекит-кварц-альбитовую (см. рис. 154, *е*) в направлении головной части колонки и биотит-кварц-альбитовую — в обратном направлении.

Диаграмма, характеризующая зависимость состава парагенезисов от величины химического потенциала окисного железа, практически выражает зависимость фазовых равновесий от окислительно-восстановительного потенциала, т. е. от величины химического потенциала кислорода. Наиболее важным результатом подобной зависимости является смена парагенезисов, включающих биотит, рибекитсодержащими и, наконец, эгиринсодержащими, осуществляющаяся по мере увеличения химического потенциала кислорода. В. Коваленко (1964), рассматривая причину вариации значения химического потенциала кислорода в процессах рибекитизации и биотитизации, связывает их с различной глубиной зон, в которых протекают эти два процесса. Подобный вывод, исходя из наблюдаемых в ряде случаев четких взаимоотношений между метасоматическими фациями, содержащими биотит и рибекит, может быть поддержан только частично. Скорее изменение окислительно-восстановительного потенциала в процессах высокотемпературного метасоматоза может быть обусловлено изменением режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов, определяясь в общем слу-

чае двумя отмеченными факторами — щелочностью и относительной глубинностью процесса. В рассматриваемых парагенетических ассоциациях во всех случаях увеличение отношения μ_O в головных зонах колонки рибекит-микроклин-кварц-альбитовых апогранитов сопровождаются увеличением щелочности парагенетических ассоциаций.

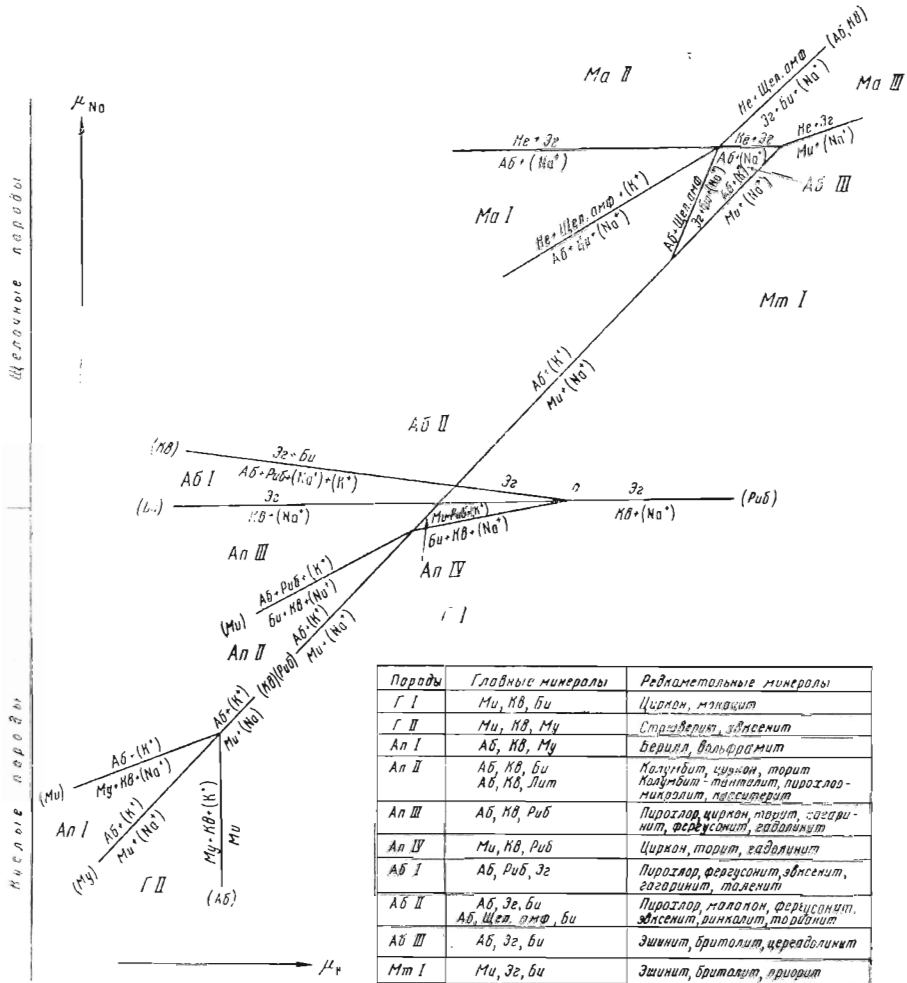
Следует отметить подчеркнутую Д. Минеевым зависимость устойчивости кварца от химических потенциалов натрия и железа, приводящую в ряде случаев к исчезновению кварца в головных зонах колонки рибекитсодержащих апогранитов в условиях максимального увеличения μ_{Na} и $\mu_{Fe^{3+}}$ (смена биотит-кварцевого парагенезиса рибекит-альбитовым и кварца — эгирином). В то же время, как следует из диаграмм химических потенциалов, кварц устойчив при максимальных значениях μ_K, что определяет широкое распространение кварц-микроклиновых ассоциаций в головной части метасоматических колонок апогранитов. Неустойчивость кварца в условиях высокой активности натрия и железа при повышенном окислительном потенциале, благоприятном для образования щелочных амфиболов и пироксенов, является, по-видимому, одним из ведущих факторов формирования бескварцевых разностей альбититов, связанных с апогранитами щелочного ряда и альбититами щелочных пород.

Парагенезисы альбититов, являющихся продуктами постмагматической деятельности щелочных интрузивных комплексов, наиболее детально были проанализированы А. Павленко (1963). Учитывая единообразие строения метасоматической колонки альбитовых апогранитов и альбититов щелочных пород, несущих повышенные концентрации редких элементов, целесообразно рассмотреть единую схему зависимости формирования парагенезисов месторождений альбититовой формации от наиболее важных факторов равновесия рассматриваемой системы — химических потенциалов калия и натрия (рис. 159).

Как видно из диаграммы, выше линии, характеризующей моновариантное равновесие в реакции $Кв + (Na^+) + (Fe^{3+}) = Эг$, устойчивы только бескварцевые парагенезисы альбититов и микроклинитов. В условиях дальнейшего максимального увеличения химического потенциала натрия происходят фазовые переходы типа Аб + Би → Не + + щел. амф; Аб → Не + Эг; Ми → Не + Эг; выше линий моновариантных равновесий, характеризующих эти реакции, располагается поле нефелинсодержащих метасоматических пород — мариуполитов и нефелинитов (амфибол-пироксеновых и биотит-пироксеновых).

Таким образом, рассмотрение фазовых отношений в системах, характеризующих парагенезис породообразующих минералов в месторождениях альбититовой формации, свидетельствует, что зональность всех типов рассматриваемых месторождений в значительной мере определяется изменением химических потенциалов (активности) наиболее важных подвижных компонентов системы — сильных оснований и фтора. Зависимость зональности от изменения активности других вполне подвижных компонентов системы Li, CO_2, H_2O и др. проявлена гораздо слабее и труднее подвергается анализу. Ранее (Беус, 1963) было показано, что изменение активности сильных оснований является также ведущим фактором метасоматической зональности альбитовых апогранитов, определяющейся последовательным переходом инертных компонентов в подвижное состояние (рис. 160). Следует отметить, что анализ зависимости особенностей парагенезиса метасоматических ассоциаций с числом виртуальных инертных компонентов менее трех удобно производить на тетраэдрической диаграмме кремний—алюминий—калий—натрий (рис. 161; Беус, 1963). Нанесение на подобную диаграмму составов четырех- и трехминеральных метастабильных метасоматических ассоциаций, характеризующихся реакционными взаимоотношениями между главными минералами, позволяет выявить тенден-

цию эволюции данной ассоциации, а следовательно, и тенденцию эволюции состава минералообразующего раствора. На рис. 162 представлена диаграмма, характеризующая эволюцию парагенетических ассоциаций массива литионит-амазонит-альбитовых танталоносных апогранитов. На диаграмме четко выявляется наличие окварцованных фаций



Породы	Главные минералы	Редкометальные минералы
Г I	Ми, Кв, Би	Циркон, монацит
Г II	Ми, Кв, Му	Стокеверит, эвксенит
Ап I	Аб, Кв, Му	Берилл, вольфрамит
Ап II	Аб, Кв, Би Аб, Кв, Лит	Колумбит, циркон, торит Колумбит - танталит, пирохлор-микролит, плюмбопирохлор
Ап III	Аб, Кв, Риб	Пирохлор, циркон, торит, гагаринит, фергусонит, гадолинит
Ап IV	Ми, Кв, Риб	Циркон, торит, гадолинит
Аб I	Аб, Риб, Эг	Пирохлор, фергусонит, эвксенит, гагаринит, тюленит
Аб II	Аб, Эг, Би Аб, Щел. амф, Би	Пирохлор, малакон, фергусонит, эвксенит, ринколит, торианит
Аб III	Аб, Эг, Би	Эшинит, бритолит, цередолинит
Mm I	Ми, Эг, Би	Эшинит, бритолит, ториорит
Ма I	Аб, Не, Щел. амф	Пирохлор, астрофиллит, велерит, ловенит, рамзаит, эвдиалит, торианит
Ма II	Не, Эг, Щел. амф	
Ма III	Не, Эг, Би	

Рис. 159. Обобщенная диаграмма зависимости парагенезиса месторождений альбититовой формации от химических потенциалов натрия и калия

Породы (символы с римскими цифрами): *Г* — граниты; *Ап* — апограниты; *Аб* — альбититы; *Mm* — микроклиниты; *Ма* — мариуполиты

(серия точек, вытягивающаяся цепочкой параллельно конноде Аб—Кв) и фаций, минеральный состав которых зависит только от соотношения активности сильных оснований в растворах при инертном поведении кремния и алюминия (цепочка фигуративных точек, вытянутая параллельно ребру Na—K и конноде Аб—Ми).

Химический состав и состояние высокотемпературных растворов

С момента своего отделения от магматического субстрата растворы, мигрируя по капиллярным каналам и трещинам горных пород в верхние горизонты земной коры, непрерывно изменяют свои свойства

и химический состав. Познание ведущих закономерностей этой эволюции имеет решающее значение для объяснения особенностей миграции рудных компонентов, переносимых растворами, а также их концентрации в определенных физико-химических условиях, возникающих в тех или иных участках земной коры.

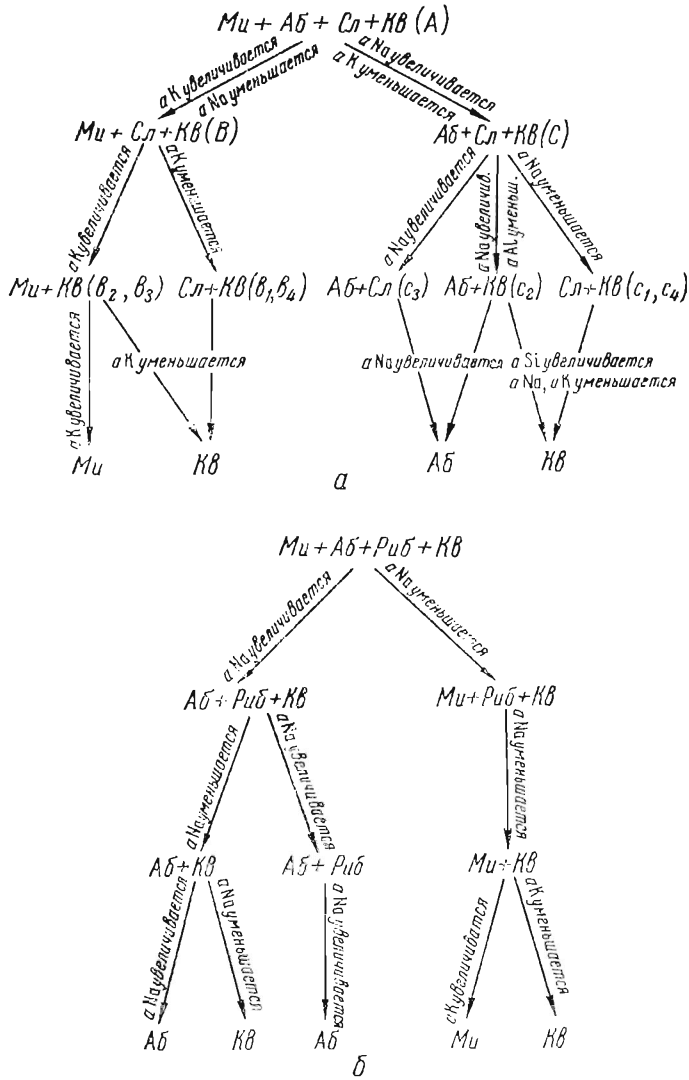


Рис. 160. Схема эволюции метасоматической колонки апогранитов в зависимости от изменения активности калия и натрия в растворах

а — для слюдосодержащих апогранитов; *б* — для рибекитсодержащих апогранитов. (Буквы в ассоциации *а* соответствуют обозначениям фигуративных точек на рис. 161)

Имеющиеся в настоящее время экспериментальные данные, а также использование физико-химических критериев оценки состояния растворов в условиях высоких температур и давлений позволяют наметить две главные группы факторов, определяющих направление эволюции химического состава высокотемпературных постмагматических растворов:

а) изменение внутренней структуры растворов как следствие изменения интенсивных параметров системы — температуры и особенно давления;

б) изменение химического состава растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами.

Основываясь на данных экспериментальных исследований (Хитаров, Иванов, 1939; Хитаров, 1957; Smith, 1953 и др.), в настоящее время можно с достаточной степенью уверенности предполагать наличие

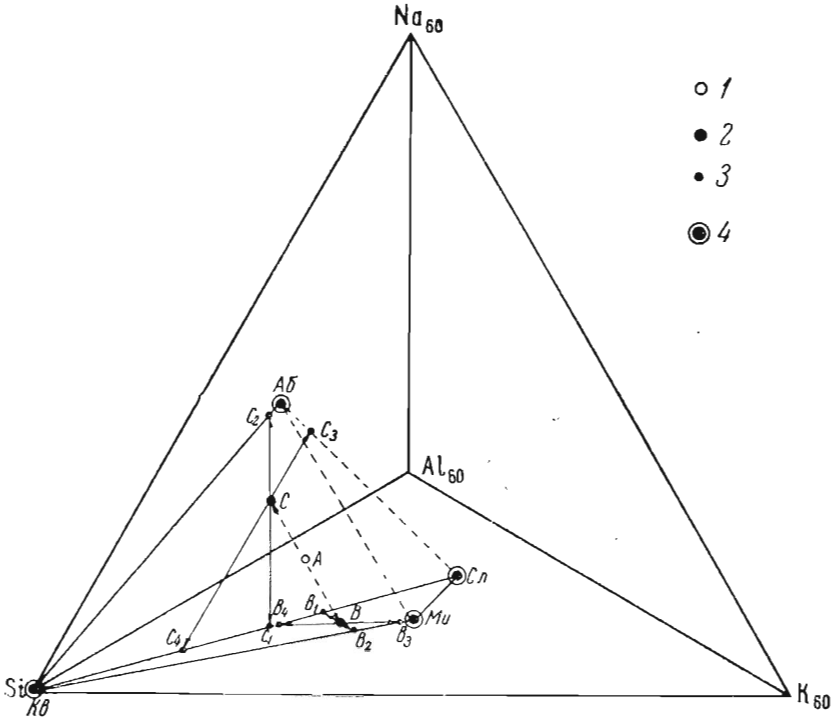


Рис. 161. Тетраэдрическая диаграмма состав — парагенезис для алюмосиликатных метасоматических пород, в которых железо не является виртуальным компонентом

1 - проекция фигуративной точки четырехминерального состава породы внутри четырехгранника *Кв — Аб — Сл — Ми*; *2* — проекция фигуративных точек состава трехминеральных ассоциаций на гранях четырехугольника; *3* — проекции фигуративных точек состава биминеральных ассоциаций на ребрах четырехгранника; *4* — проекции фигуративных точек породообразующих минералов на гранях тетраэдра

в высокотемпературных постмагматических растворах критических явлений. При этом надкритическую фазу воды в условиях высоких давлений и температур, соответствующих периоду и глубине становления магматических очагов, можно представить, как сжатый газовый раствор, растворяющие свойства которого имеют качественное сходство с растворяющими свойствами воды (Hildebrand, 1944).

При суждении о химическом составе высокотемпературных постмагматических растворов в настоящее время имеется возможность основываться лишь на гипотетических представлениях о характере образования растворов, а также на весьма скудных экспериментальных данных о химическом составе газово-жидких включений в минералах магматических пород и высокотемпературных постмагматических образований. Тесная генетическая связь высокотемпературных растворов с материнскими магматическими породами облегчает эту задачу. Катионная основа растворов на ранних стадиях их развития должна всецело определяться химическим составом материнских пород, часто

одновременно являющихся и вмещающими породами. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты экспериментальных исследований растворимости минералов кислых и щелочных пород в надкритической и жидкой фазах воды в условиях высоких температур и давлений (Хитаров, 1957; Могеу, 1957 и др.). Таким образом, ведущие петрогенные элементы кислых и щелочных пород — кремний, алюминий, калий и натрий — могут рассматриваться в качестве катионной основы высо-

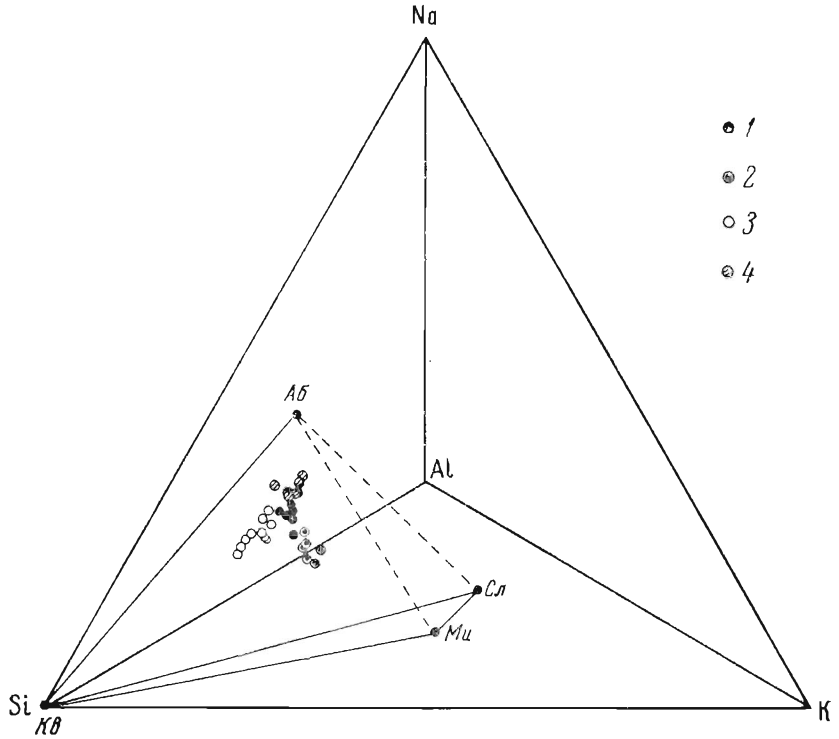


Рис. 162. Тетраэдрическая диаграмма состав — парагенезис для литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов (Забайкалье)

1—2 — литионитсодержащие апограниты центральных частей массива с переменным содержанием микроклина и альбита; *3* — апограниты с развитием явлений окварцевания; *4* — обогащенные альбитом апограниты эндоконтактовой зоны

котемпературных постмагматических растворов, связанных с этими породами.

Об анионной части растворов можно судить главным образом по составу анионов газово-жидких включений в минералах магматических пород, высокотемпературных метасоматических и жильных образований (исключение представляет фтор, который часто концентрируется в продуктах деятельности высокотемпературных растворов). При этом следует иметь в виду, что состав газово-жидких включений в высокотемпературных минералах отражает лишь состав растворимых продуктов реакций минералообразования и с этой точки зрения содержит только косвенную информацию об истинном составе первичных растворов, наиболее ценной составной частью которой является информация об их анионной части.

Химический анализ вытяжек из кварцев гранитоидов, в которых более или менее заметное развитие получили процессы высокотемпературного постмагматического метасоматоза, показал присутствие в растворах анионов F^-, Cl^-, HCO_3^-. Таким образом, в составе высокотем-

пературных постмагматических растворов присутствуют три существенно различные по химическим свойствам группы элементов: а) химические элементы-амфотеры и комплексообразователи (Si, Al и др.); б) сильные основания (K, Na и др.); в) кислотные анионы (F^-, Cl^-, HCO_3^- и др.).

Подавляющее большинство второстепенных и редких элементов, вероятно, не играет сколько-нибудь существенной роли в составе высокотемпературных растворов, присутствуя в них в весьма малых концентрациях. Поведение этих элементов в растворах всецело определяется поведением главных компонентов растворов, определяющих состояние растворов в каждый данный момент их эволюции, а следовательно, и особенности миграции и концентрации второстепенных и редких элементов.

Комплексные соединения как главная форма миграции вещества в высокотемпературных растворах

В период 1953—1958 гг. в отечественной литературе впервые была сформулирована гипотеза о возможности переноса рудных компонентов в постмагматических растворах в виде ацидокомплексных соединений (Бетехтин, 1953; Беус, 1954, 1958; Щербина, 1956). Исследователи, принявшие позднее участие в дискуссии по этой проблеме, иллюстрировали на примерах некоторых рудных элементов вероятную роль комплексных соединений различного типа в переносе и концентрации рудного вещества (Barnes, 1963; Ганеев, 1962; Говоров, 1964; Овчинников и др., 1964 и др.). В 1961 г. автором настоящей работы (Беус, 1961) было высказано суждение о преимущественной комплексной форме переноса вещества в высокотемпературных растворах.

Это суждение в первую очередь основывалось на том, что в природных растворах, одновременно содержащих элементы-комплексообразователи, сильные основания и кислотные анионы, комплексообразование является необходимым следствием особенностей химического состава подобных растворов. К этому следует добавить, что комплексные соединения с геохимической точки зрения являются оптимальной формой переноса элементов-амфотеров (к числу которых принадлежит значительное число петрогенных и рудных элементов), легко мигрирующих в составе этих соединений в пассивной, «связанной» форме. Действительно, соединения, в виде которых может осуществляться миграция химических элементов-амфотеров в природных растворах, должны удовлетворять двум главным условиям — они должны быть растворимы и лишены возможности вступать в химические реакции в данных физико-химических условиях. Иначе перенос химических элементов этой группы на сколько-нибудь значительное расстояние окажется невозможным.

Нетрудно показать, что в растворах сложного состава перечисленным условиям удовлетворяют только комплексные соединения. Любые иные соединения подобных элементов практически нерастворимы, труднорастворимы или диссоциируются при растворении, что при сложном составе природного раствора определяет немедленное прохождение химических реакций минералообразования, следствием которых является выделение элемента-амфотера в твердую фазу.

Предлагаемый подход к оценке состава высокотемпературных природных растворов определяет принципиальные отличия в трактовке геохимических особенностей минералообразования, связанного с деятельностью подобных растворов, по сравнению с растворами простых, более легко диссоциирующихся соединений. Так, например, активность компонентов в высокотемпературных растворах, которая является одним из ведущих факторов, определяющих ход минералообразования,

в данном случае всецело зависит от образования и распада комплексов и связана с валовой концентрацией элементов, входящих в состав комплексов, гораздо более сложной зависимостью, чем в растворах простых солей.

Валовая концентрация элемента в растворе может быть весьма высокой, однако если он входит в состав прочного комплекса, то его активность резко понижена, и он может совершенно не проявить себя в продуктах минералообразования, выделившихся в твердую фазу на данной стадии процесса. Другими словами, по продуктам реакций природных растворов нельзя судить об относительной и тем более абсолютной концентрации компонентов, присутствовавших в растворе. Может быть оценена только относительная активность компонентов на стадии формирования данной парагенетической ассоциации, что само по себе уже имеет большое геохимическое значение.

В процессе проведения экспериментов со смесями комплексных соединений неоднократно приходилось сталкиваться с явлением настолько высокой прочности комплексов в температурном интервале до 500—540°, что реакции минералообразования, которые могли бы иметь место, исходя из состава соединений, присутствующих в растворе, не проходят, несмотря на ничтожно малое произведение растворимости возможных продуктов реакции. Последнее свидетельствует о весьма малой концентрации в растворе диссоциированных ионов, образующихся за счет гидролиза комплексов, т. е. о значительной прочности последних.

Подобное явление, в частности, может быть иллюстрировано на примере эксперимента, характеризующего взаимодействие растворов, содержащих фтор и бериллий, с альбитом в условиях различной концентрации HF, а следовательно, и отношения Na/F в растворе (Беус, Диков, 1966). Соотношения кремния, алюминия и бериллия в опытах были подобраны так, чтобы они отвечали стехиометрической формуле берилла. Однако берилл в экспериментах, проводившихся в автоклавах при температуре 550—600° С и заполнении 0,5, образовывался только в узком интервале, отвечающем отношению Na/F, близкому к 1. В условиях низкой концентрации HF из растворов выделялись слюда и фенакит. В условиях высокой концентрации HF (F/Na > 1) фенакит сменялся бертрандитом и при дальнейшем увеличении концентрации HF в ассоциации появлялись кварц и топаз, которые в конечном итоге сменяли бертрандит-слюдяной парагенезис.

Во всех опытах, кроме тех, в которых был получен берилл-слюдяной парагенезис, из растворов при охлаждении выпадал хиолит — природный фтор-алюминат натрия, характеризовавший часть алюминия, связанную с фтором в составе прочного нереакционноспособного комплекса типа $Na_m[Al_nF_{3n+m}]$. Результаты эксперимента, свидетельствующие о возможности резкого уменьшения активности элементов-амфотеров в растворах в связи с явлениями комплексообразования, нанесены на комплексную диаграмму составов (рис. 163), включающую тетраэдр Фен — Бер — Бт — Сл. и трапецию Бт — Топ — Кв.

Таким образом, реакция минералообразования в растворе, содержащем прочные комплексы, будет происходить только в случае появления специфических факторов, определяющих распад комплексных соединений.

Внешними факторами, контролирующими устойчивость комплексных соединений в природных растворах, являются температура и давление. Как известно, повышение температуры определяет увеличение константы диссоциации воды, а следовательно, и степень гидролиза растворенных в воде комплексных соединений. Эта закономерность совсем недавно считалась серьезным основанием для сомнения при оценке возможности существования комплексных соединений при вы-

соких температурах. Однако при этом, как правило, не учитывался фактор увеличения давления, влияние которого на устойчивость комплексных частиц, исходя из принципа смещения равновесия (принцип Ле-Шателье), должно увеличивать устойчивость комплексных частиц, присутствующих в растворе (Беус, 1961). Влияние давления на повышение прочности комплексов особенно резко должно увеличиваться в условиях парового или флюидного состояния растворов.

Таким образом, увеличение давления и температуры в системе влияют разнонаправленно на прочность комплексных соединений. Чем

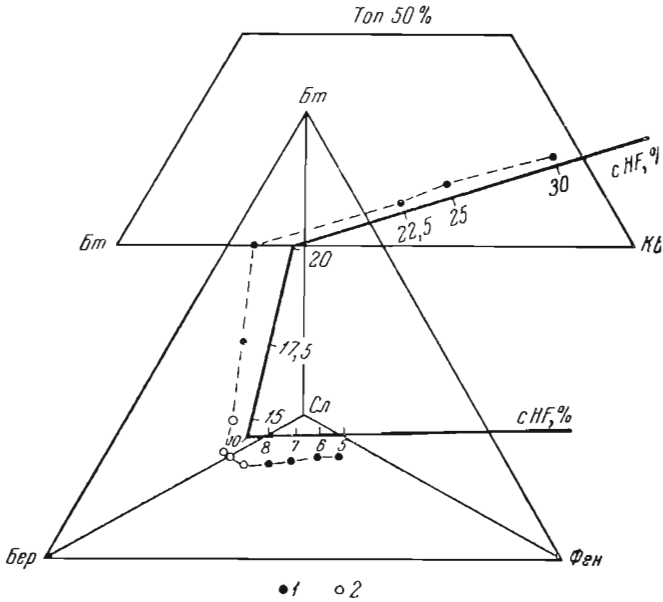


Рис. 163. Зависимость парагенезиса минералов бериллия от концентрации HF в системе альбит — H_2O—BeO—HF
1 — проекция фигуративных точек составов на плоскости тетраэдра и трапеции Бт — Кв — Топ; *2* — проекции фигуративных точек, находящихся внутри тетраэдра

выше температура, т. е. чем ближе состояние высокотемпературного раствора отвечает газообразному, тем резче будет сказываться влияние давления на увеличение прочности комплексных частиц.

С этой точки зрения представляют интерес экспериментальные исследования Ф. Курта (Kuhrt, 1952), показавшего, что при сжимании газовой фазы происходит образование временно ассоциированных частиц, находящихся в динамическом равновесии с отдельными неассоциированными частицами, характеризующими газоподобное состояние. Образование комплексных ассоциаций в сжатых газообразных системах, несомненно, является одним из главных факторов увеличения плотности последних.

При обсуждении вероятной устойчивости комплексных соединений в высокотемпературных водных растворах необходимо, помимо упомянутых факторов, учитывать также резкое снижение диэлектрической проницаемости воды при повышении температуры. В частности, исследованиями О. Мартыновой (1964) установлено, что при $t=600°$ С и плотности водяных паров $\rho=0{,}5$ *г/см*^{2} ε снижается до 2,5. В этих условиях вода перестает быть ионизирующим растворителем, гидратирующая способность ее делается ничтожной, и главными формами существования вещества в растворе являются ионные пары, молекулы, комплексные ионы.

В настоящее время возможность существования комплексных соединений в растворах, находящихся в условиях высоких температур и давлений, экспериментально подтверждена на примере фторкомплексных соединений бериллия, алюминия, кремния, иттрия, тантала и некоторых других элементов-комплексообразователей (Беус, Соболев, 1962, 1964; Беус, Соболев, Диков, 1963; Пашутин, Соболев, 1963; Соболев, Пашутин, 1963; Соболев, Минеев, Пашутин, 1963; Беус, Диков, 1967).

Таким образом, на современном уровне развития геохимии природных процессов комплексообразование выступает как главный фактор, определяющий возможность миграции в высокотемпературных растворах большинства химических элементов, имеющих амфотерные и комплексообразующие свойства. С этой точки зрения *высокотемпературный постмагматический раствор в своей основе может быть представлен как водный раствор различных кремниевых, а также алюминиевых комплексов, в котором катионы-комплексообразователи (в том числе рудные) и кислотные анионы находятся преимущественно в связанной форме (в составе комплексов), а щелочные металлы в большей степени представлены в виде диссоциированных ионов* (Беус, Соболев, 1964).

О роли режима кислотности — щелочности постмагматических растворов

Гипотеза кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов, сыгравшая весьма положительную роль в разработке теории эндогенного минералообразования, впервые была обоснована Д. Коржинским в серии работ, опубликованных в период 1953—1958 гг. В связи с гипотезой о комплексообразовании в высокотемпературных растворах явления кислотно-щелочного взаимодействия рассматривались автором (Беус, 1958, 1961, 1963). При этом была сделана попытка показать, что эволюция режима кислотности—щелочности постмагматических растворов не может быть оторвана от происходящих в них явлений комплексообразования.

Действительно, если в сжатом флюидном растворе кислотные компоненты и элементы-комплексообразователи связаны в комплексы, а сильные основания, хотя бы частично, находятся в диссоциированном состоянии, то подобный раствор будет характеризоваться повышенной активностью сильных оснований и низкой активностью кислот. Распад (диссоциация) комплекса, сопровождающаяся появлением свободных анионов кислот, во всех случаях увеличивает активность кислотных компонентов в растворе.

Наиболее резко тенденция к комплексообразованию должна быть проявлена в надкритических растворах, находящихся в условиях высоких давлений. Переход из надкритического состояния растворов в гидротермальное сопровождается уменьшением прочности высокотемпературных комплексов, характерных для надкритической фазы (Howard, 1954; Sense, Stone, 1958; Беус, Соболев, 1962). Таким образом, при переходе надкритического раствора в гидротермальный следует ожидать резкого увеличения активности кислотных компонентов в результате распада части ацидокомплексов, которые устойчивы в надкритических сжатых растворах и диссоциируют в жидкой фазе H_2O, отщепляя анионы кислот.

Дальнейшее понижение температуры гидротермального раствора уже действует в обратном направлении, поскольку прочность комплексных соединений в водном растворе при температуре ниже 400° С увеличивается с понижением температуры.

Экспериментальное изучение изменения pH растворов фторкомплексных соединений на примерах 0,045 М водных растворов $Na_2[BeF_4]$ и $K_2[BeF_4]$ и 0,005 М раствора $K_2[SiF_6]$ в зависимости от температуры и

давления (Беус, Наджарян, Пашутин, 1966) в общем подтвердило высказанные представления. Исследование выполнялось в диффузионных автоклавах в интервалах температур 100—400° С и давления 100—500 *атм*.

Как и следовало ожидать, с повышением давления в изученных растворах фторкомплексных соединений усиливаются щелочные свой-

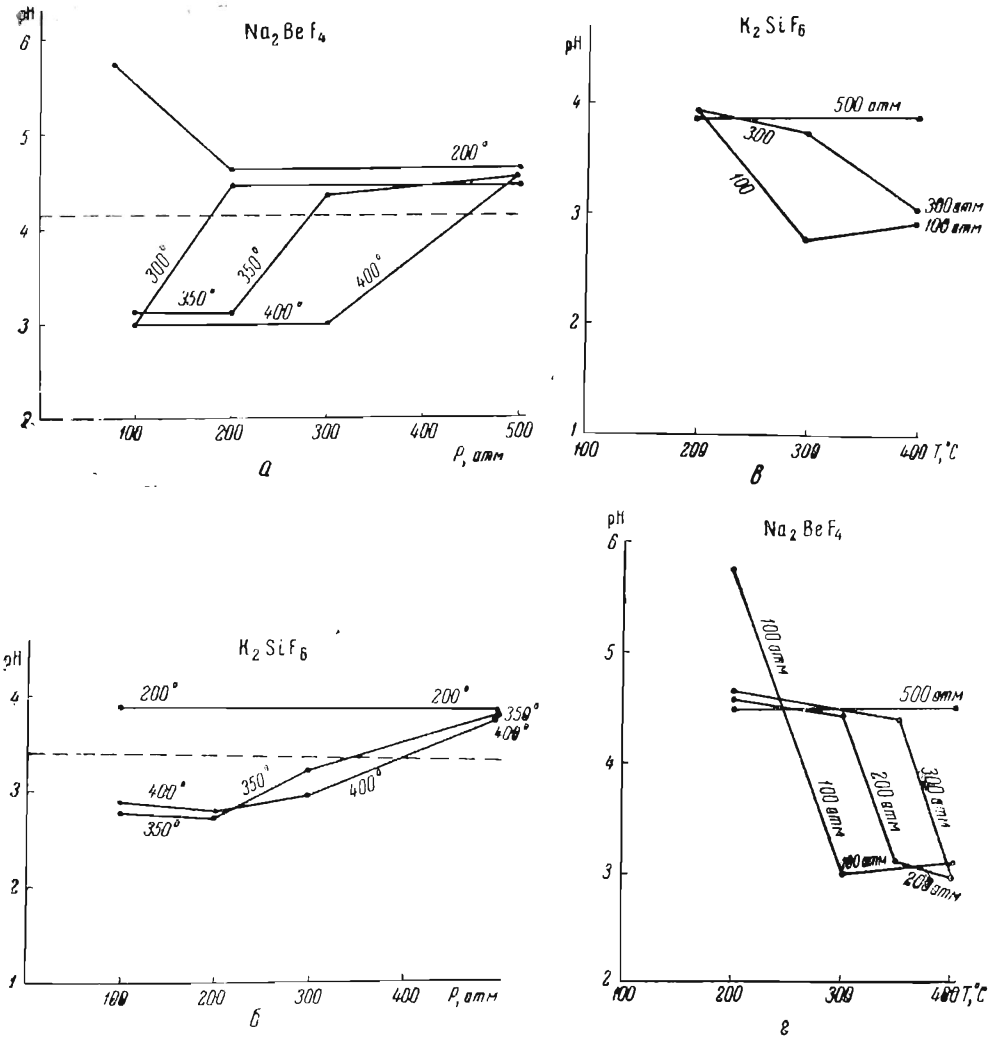


Рис. 164. Изменение pH растворов фторкомплексов бериллия и кремния в зависимости от давления (*а*, *б*) и температуры (*в*, *г*)

ства. Увеличение щелочности растворов при повышении давления особенно четко проявляется на изотермах 350° и 400° С, т. е. в условиях наиболее высоких температур. В то же время при относительно низких температурах (изотерма 200° С) влияние давления на изменение режима кислотности—щелочности сказывается в минимальной степени (рис. 164, *а*, *б*).

С повышением температуры в условиях давления до 400 *атм* имеет место четкое увеличение кислотности растворов, свидетельствующее об увеличении степени диссоциированности комплексных частиц. Однако уже при давлении 500 *атм* влияние температуры полностью нейтрализуется противоположно направленным влиянием давления (см. рис. 164, *в*, *г*).

Увеличивая значительно бо́льшие диапазоны изменения давления в условиях эндогенных процессов по сравнению с интервалом изменения температуры, следует, по-видимому, рассматривать давление в качестве главного фактора, определяющего особенности эволюции кислотности—щелочности высокотемпературных растворов.

Уже направление движения восходящих минералообразующих растворов, обусловленное наличием градиента давления, определяет закономерный переход растворов из областей высокого давления в области низкого давления (вплоть до условий земной поверхности). Еще более резкое изменение режима давления имеет место при тектонических процессах, сопровождающихся появлением в пределах локальных участков земной коры областей пониженного давления. Зоны трещиноватости, развивающиеся в подобных областях пониженного давления, как известно, являются наиболее благоприятными путями для движения рудоносных растворов. Резкое изменение режима кислотности — щелочности растворов, проникающих в зоны пониженного давления, связанное с общим увеличением степени их диссоциированности, сопровождается увеличением активности присутствующих в растворах элементов-амфотеров и комплексообразователей и является важным фактором, способствующим развитию в пределах этих зон процессов рудообразования.

Таким образом, исходя из простейших физико-химических предпосылок, а также из имеющихся экспериментальных данных, может быть сделан один важный вывод: *любой высокотемпературный природный раствор при переходе из зон высокого давления в области более низкого давления в условиях постоянной или снижающейся температуры должен пройти через область максимальной кислотности.*

Максимум кислотности, определяющийся переходом раствора в область пониженного давления, естественно, может не совпадать во времени с максимумом, обусловленным переходом раствора из надкритического состояния в гидротермальное. В результате в процессе эволюции раствора могут иметь место две и более вспышки кислотности, связанные с тектоническими особенностями развития данного участка земной коры.

Рассматривая особенности изменения режима кислотности — щелочности высокотемпературных минералообразующих растворов, необходимо учитывать также другую группу факторов, связанных с изменением вещественного состава растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами. Не вдаваясь в детали подобных явлений, анализировавшихся многими исследователями, следует подчеркнуть одностороннюю направленность процессов взаимодействия эндогенных растворов с вмещающими породами, в большинстве случаев ведущих к нейтрализации кислых растворов и последующему увеличению их щелочности. Таким образом, особенности эволюции режима кислотности — щелочности высокотемпературных минералообразующих растворов определяются сочетанием во времени и пространстве разнонаправленных внутренних и внешних факторов, проявляющихся в первую очередь в достаточно четкой стадийности процессов постмагматического метасоматоза.

Стадии постмагматического метасоматоза и формирование зональности месторождений альбититовой формации

В соответствии с правилом зависимости активности оснований от валовой активности кислот, обоснованной Д. Коржинским (1956), прогрессивное увеличение кислотности высокотемпературных растворов по мере продвижения их в вышележащие горизонты земной коры влечет за собой соответственное изменение активности оснований, присутствующих в растворе.

Для случая гранитоидов ряд изменения максимальной активности оснований по мере увеличения активности кислот в растворе может быть схематично представлен следующим образом:

K	→	Na	→	Al	→	Si
микроклинизация плагиоклаза (вынос Na и Ca)		альбитизация микроклина (вынос K)		мусковитизация биотита (вынос Mg, Fe··)		высокотемпературное окварцевание-грейзенизация (вынос Na, K, Al)

Этот ряд хорошо согласуется с данными изучения последовательности явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза. При этом нетрудно заметить, что, начиная с альбитизации, результатом реакции метасоматического замещения является увеличение щелочности остаточных после реакции растворов (Беус, 1961). Другими словами, тенденция изменения состава раствора в процессе метасоматического изменения породы в данном случае обратна тенденции увеличения его кислотности в процессе понижения температуры.

Увеличение щелочности раствора в результате реакции метасоматического замещения особенно ярко проявлено в стадию высокотемпературного выщелачивания (окварцевания), которая является результатом проявления максимальной активности кислот в растворах. С этой точки зрения рассматриваемая стадия знаменует собой перелом в геохимической эволюции высокотемпературных постмагматических растворов, тенденция которых к увеличению кислотности по мере падения температуры сменяется обратной тенденцией к их нейтрализации и затем к увеличению щелочности за счет обогащения сильными основаниями, выносимыми из вмещающих пород. Поскольку дальнейшее понижение температуры не влечет за собой увеличения кислотности растворов (это видно по характеру их взаимодействия с вмещающими породами), мы вправе предполагать, что действие стимулирующих этот процесс факторов, связанных с переходом надкритических растворов в гидротермы, прекратилось, т. е. начальные этапы высокотемпературного окварцевания (стадия кислотного выщелачивания) знаменуют собой начало собственно гидротермального процесса.

В процессе прогрессирующего увеличения щелочности гидротермальных растворов при взаимодействии с вмещающими породами происходит соответственное изменение активности оснований, присутствующих в растворах. Анализ фактического материала свидетельствует, что в данном случае имеет место ряд максимальной активности оснований, обратный намеченному для процесса докварцевого метасоматоза.

Полный ряд изменения максимальной относительной активности оснований в процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза для случая гранитов (рис. 165) может быть представлен следующим образом:

Увеличение кислотности → Уменьшение кислотности

K	→	Na	→	Al	→	Si	→	Al	→	Na	→	K
ранняя микроклинизация		ранняя альбитизация		мусковитизация биотита		высокотемпературное выщелачивание (окварцевание)		ослюденение, топазизация		поздняя альбитизация		поздняя микроклинизация

Ряд значительно упрощается в условиях высокой активности сильных оснований в растворах, подавляющих активность алюминия. В этих условиях, характерных для гранитоидов повышенной щелочности и щелочных пород, явления мусковитизации биотита, более поздней топазизации и ослюденения не проявляются.

K	→	Na	→	Si	→	Na	→	K
ранняя микроклинизация		ранняя альбитизация		высокотемпературное окварцевание		поздняя альбитизация		поздняя микроклинизация

Явления ранней микроклинизации и альбитизации связаны с процессами, происходящими в пределах интрузивных комплексов, и в известной степени могут быть названы автометасоматическими. Все последующие стадии метасоматического изменения пород четко связаны с деятельностью растворов, мигрирующих в верхние структурные горизонты интрузивных тел или породы кровли в связи с развитием трещиноватости в материнских и вмещающих породах.

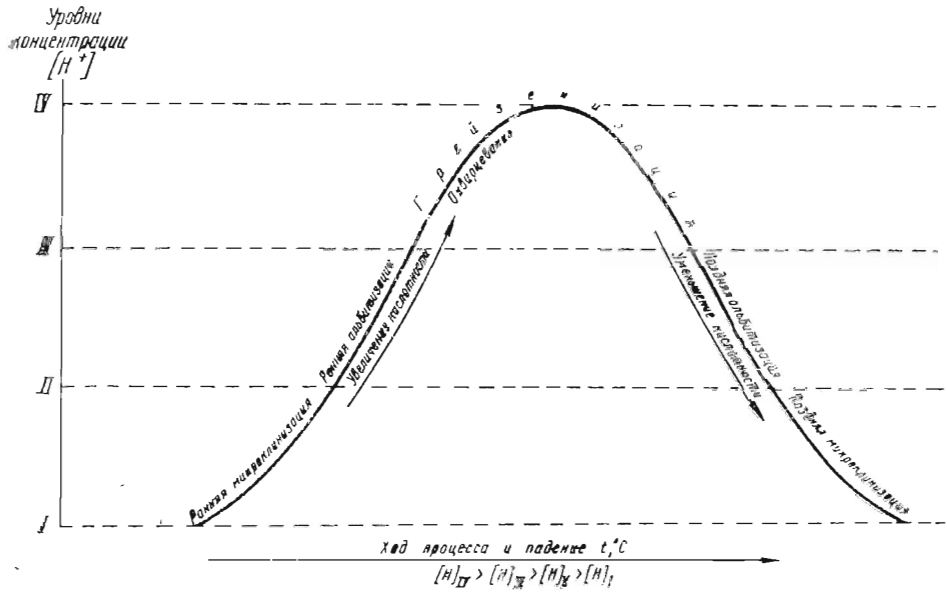


Рис. 165. Схематическая кривая изменения режима кислотности — щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза кислых и щелочных пород

В условиях проявления тектонической трещиноватости на заключительном этапе консолидации интрузивного массива наибольшее развитие получают метасоматические стадии щелочной ветви процесса:

K	→	|	→	Si	→	Na	→	K
ранняя микроклинизация		возникновение трещиноватости		высокотемпературное окварцевание		поздняя альбитизация		поздняя микроклинизация

В результате возникают оторванные метасоматические колонки с тыловой зоной высокотемпературного окварцевания, свойственные как кислым, так и особенно щелочным интрузивным комплексам. В последнем случае во внешней экзоконтактовой зоне метасоматитов в ряде случаев имеет место ослюденение, связанное с выносом алюминия.

Нетрудно заметить полное соответствие намеченного ряда с особенностями строения метасоматических колонок месторождений альбититовой формации. Принципиально важной особенностью всех колонок является развитие зоны высокотемпературного окварцевания, характеризующей стадию максимальной активности кислот в растворах. Все зоны, расположенные выше зоны окварцевания, представляют собой сопряженную колонку отложения, формирующуюся в процессе обогащения передового фронта замещающих растворов компонентами, выносимыми из вмещающих пород. Закономерное увеличение щелочности потока растворов, мигрирующих в верхние горизонты в стадии процесса, следующие за окварцеванием, определяет формирование характерной вертикальной зональности месторождений. Последняя, учитывая

единообразный с точки зрения петрогенных компонентов состав растворов, связанных с кислыми и щелочными породами, в общем является стандартной (см. рис. 154, *к*).

Геохимические особенности концентрации редких элементов в месторождениях альбититовой формации

В месторождениях альбититовой формации концентрируются практически все редкие элементы, однако наиболее значительные концентрации, интересные в практическом отношении, образуют ниобий, тантал, бериллий, редкие земли и цирконий. При этом ведущим фактором концентрации редких элементов в альбититовых образованиях являются кислотно-щелочной режим формирования различных парагенетических типов месторождений рассматриваемой группы и геохимические особенности строения метасоматической колонки в пределах каждого конкретного типа. В зависимости от типов месторождений концентрации редких элементов распределяются следующим образом:

Альбитовые апограниты нормального ряда	Альбитовые апограниты субщелочного ряда	Альбитовые апограниты щелочного ряда	Альбититы щелочных пород
Бериллий	Литий	Цирконий	Цирконий
Вольфрам	Рубидий	(Гафний)	(Гафний)
Олово	Тантал	Ниобий	Ниобий
Тантал	Ниобий	Иттриевые редкие земли	Цериевые редкие земли
(Молибден)	Олово	Торий	Торий
	Скандий		

Распределение перечисленных минералов по метасоматическим фациям, характеризующим месторождения рассматриваемой формации, представлено на рис. 159.

Литий. Концентрации лития в месторождениях рассматриваемой формации наиболее характерны для головных участков альбитовой зоны апогранитов, содержащих литиевые слюды (литиониты). Следует подчеркнуть, что апограниты этого типа формируются по биотитовым или двуслюдяным гранитам, отличающимся первичным накоплением лития в биотите (содержание лития в граните более 100 *г/т*; в биотите — более 900—2000 *г/т*), при этом литий в апикальных участках массивов концентрируется двумя путями.

Первый путь заключается в развитии в тыловой зоне метасоматической колонки процесса мусковитизации биотита, в результате которого литий выносится в верхние горизонты. В условиях повышения активности сильных оснований в головной зоне колонки литий входит в структуру калиевой слюды на место алюминия. Таким образом, происходит замещение мусковита его литиевой разностью, а затем лепидолитом. При наличии фосфора в ряде случаев образуется амблигонит.

Второй путь отличается одновременным накоплением в растворах лития и железа. При этом литий на ранних стадиях метасоматического процесса вытесняет из биотита магний (образование литиевого биотита). Затем начинается соревнование за место в структуре слюды между литием и железом, исход которого определяется режимом кислотности — щелочности растворов при образовании данной зоны метасоматической колонки. В наиболее кислых зонах колонки (зоны развития высокотемпературного окварцевания) относительная активность лития понижена, и в этих условиях кристаллизуются обогащенные железом темные слюды типа циннвальдита или криофиллита. В головных зонах колонки по мере увеличения активности сильных оснований литий вытесняет железо из структуры слюды, что сопровождается образованием маложелезистого криофиллита и, наконец, лепидолита. В массивах литионит-амазонит-кварц-альбитовых апогранитов наблю-

далась характерная зависимость цвета литиево-железистой слюды, определяющегося соотношения лития и железа в ее составе, от содержания амазонита в кварц-амазонит-альбитовой ассоциации. Для более щелочных фаций, отличающихся повышенным содержанием амазонита, характерны более светлые разности слюды с относительно повышенным содержанием лития.

Концентрация лития в головных зонах апогранитов литионит-микроклин-кварц-альбитового типа достигает десятых долей процента. Особенно высокие содержания лития, связанные с накоплением лепидолита, характерны для апикальных участков массивов, экранированных породами кровли. В случае развития внутриминерализационной трещиноватости, определившей уход части литийсодержащих растворов в зону экзоконтакта (образование экзоконтактовых грейзенов с литиевыми слюдами), содержание лития в эндоконтактовой зоне массива апогранитов уменьшается.

Прочие типы месторождений альбититовой формации, несмотря на наличие повышенных содержаний лития в мусковитах и рибекитах и присутствие в некоторых щелочных альбититах полилитионита, заметных концентраций этого элемента не несут (средние содержания 90—200 *г/т* лития в отдельных массивах). Минимальным содержанием лития среди апогранитов отличаются мусковитсодержащие альбитовые апограниты, характеризующиеся сильным развитием явлений высокотемпературного окварцевания, в процессе формирования которых имеет место заметный вынос лития во вмещающие породы.

Литий является одним из наиболее характерных элементов-индикаторов эндогенных геохимических ореолов массивов бериллиеносных и танталоносных альбитовых апогранитов. Ореолы повышенного содержания лития распространяются на расстояние от 500 *м* до 1 *км* и более от массивов апогранитов, характеризуясь резким увеличением содержания лития по сравнению с геохимическим фоном (Беус, Субботин, 1963).

Рубидий. Наиболее характерной геохимической особенностью распределения рубидия в альбитовых апогранитах и альбититах является тесная приуроченность его максимальных концентраций к наиболее щелочным фациям метасоматической колонки и отсутствие значимой корреляционной связи между калием и рубидием. В целом альбитовые апограниты отличаются заметным накоплением рубидия по сравнению с материнскими гранитоидами (в 2,5—7,5 раза) и резко пониженным калий-рубидиевым отношением: от 17 до 85 для различных типов апогранитов против 190 для неизмененных гранитов (Беус, Ойзерман, 1965). Существенное различие в содержании рубидия в фациях различной щелочности может быть иллюстрировано на примере мусковита из тыловой зоны мусковит-альбит-кварцевого состава и головной существенно альбитовой зоны альбитовых апогранитов. Мусковит из тыловой зоны, в которой развито высокотемпературное окварцевание, содержит 0,12—0,15% Rb, мусковит из альбититов головной зоны содержит 0,6—0,8% Rb. Резкая разница в содержании рубидия свойственна и микроклинам из различных по кислотности зон метасоматической колонки. Максимальное накопление рубидия среди месторождений альбититовой формации характерно для литионитсодержащих амазонит-кварц-альбитовых апогранитов (среднее 0,15% Rb). Носителем основной массы рубидия в апогранитах этого типа является амазонит, содержащий до 1% Rb_2O, хотя максимальные концентрации рубидия (до 1,8% Rb_2O) наблюдаются в литиевых слюдах (Беус, Северов и др., 1962).

Бериллий. Бериллий является типоморфным редким элементом апогранитов мусковит-микроклин-кварц-альбитового типа, тесно связанным с мусковит-кварц-альбитовой фацией метасоматической колон-

ки. Главным носителем и концентратором бериллия в апогранитах рассматриваемого типа является берилл. Гораздо меньшее значение имеет бертрандит, изредка в виде одиночных мелких кристалликов наблюдаются фенакит и хризоберилл. Первичное распределение бериллия в апограните отличается низким коэффициентом вариации содержаний, однако по мере развития явлений высокотемпературного окварцевания получает развитие процесс выноса и переотложения бериллия. В результате неравномерность его распределения резко возрастает.

Обобщение имеющегося фактического материала показывает, что образование берилла в апогранитах всецело связано с этапами метасоматического процесса, в течение которых имело место увеличение щелочности постмагматических растворов.

Подобное увеличение щелочности происходит на передовом фронте взаимодействия альбитизирующих растворов с микроклином гранитов (ранняя стадия концентрации бериллия) [1]. Увеличение щелочности минералообразующих растворов характерно и для заключительных этапов стадии кислотного выщелачивания (Беус, 1960), не говоря уже о резком увеличении щелочности на передовом фронте взаимодействия кислых растворов этой стадии с вмещающими гранитами или апогранитами. В то же время этапы процесса, продукты которых свидетельствуют о повышении кислотности минералообразующих растворов (высокотемпературное окварцевание), не являются благоприятными для концентрации бериллия. Наоборот, ранее выделившиеся бериллиевые минералы становятся в этих условиях неустойчивыми и вновь растворяются. Таким образом, две стадии концентрации бериллия в апогранитах рассматриваемого типа практически разделены стадией его преимущественной миграции. С этой точки зрения вторая стадия концентрации бериллия в апогранитах может обоснованно рассматриваться как процесс переотложения бериллия, связанный с увеличением щелочности минералообразующих растворов.

Следует отметить, что значительное общее увеличение щелочности минералообразующих растворов также, по-видимому, не благоприятствует концентрации бериллия. В частности, явления концентрации бериллия совершенно не характерны для условий максимальной щелочности минералообразующих растворов в апогранитах, проявляющейся в формировании позднего микроклина. В эту щелочную стадию процесса скорее имеет место вынос бериллия, проявляющийся в понижении его содержания в зонах апогранитов с заметным проявлением поздней микроклинизации.

В заключение краткой геохимической характеристики особенностей распределения бериллия в апогранитах следует остановиться на парагенетической связи бериллия с фтором. Подобная связь отчетливо проявляется широким участием фтора в процессе постмагматической переработки гранитоидов, результатом которой является образование апогранитов. Особо повышенная активность фтора в процессе формирования апогранитов способствует миграции бериллия за пределы гранитного массива и его концентрации среди вмещающих пород в зоне экзоконтакта. Подобные явления характерны для массивов литионитсодержащих апогранитов, апикальные головные зоны которых обогащены топазом и лепидолитом. Содержание бериллия в апогранитах этого типа колеблется в пределах 0,0005—0,0012%, в то же время в экзоконтакте подобных массивов, как правило, обнаруживаются заметно повышенные концентрации бериллия, связанные с метасоматически измененными песчано-сланцевыми породами.

---

[1] Кристаллизация берилла на фронте взаимодействия микроклина с фторберилловыми натриевыми растворами, сопровождающаяся альбитизацией, моделирована экспериментально (Беус, Соболев, Диков, 1963).

В апогранитах щелочного ряда, формирующихся в условиях высокой активности фтора и сильных оснований и, соответственно, низкой активности алюминия, повышенные концентрации бериллия наблюдаются в самых головных участках метасоматической колонки в связи с биотит-(рибекит)-альбитовой или биотит-(рибекит)-микроклиновой фациями апогранитов. В отличие от апогранитов нормального ряда главными бериллиевыми минералами в апогранитах щелочного ряда являются бертрандит, фенакит, гентгельвин или гадолинит. В экзоконтактовых зонах апогранитов рассматриваемого типа в ряде случаев также обнаруживаются высокие концентрации бериллия, представленные зонами флюоритизации или полевошпатового метасоматоза, содержащими бертрандит или фенакит.

Бериллий, подобно литию, является весьма четким элементом-индикатором эндогенных ореолов редкометальных апогранитов всех парагенетических типов.

Для альбититов щелочных пород концентрации бериллия в общем не характерны, хотя в зоне контакта биотит-альбитовой зоны альбититов с зоной микроклинитов в ряде случаев отмечается образование гадолинита или пергадолинита.

Ниобий и тантал. В неизмененных и слабо измененных гранитоидах практически весь ниобий и тантал заключены в виде изоморфной примеси в слюдах, главным образом в биотите, в некоторых случаях в ильмените или сфене.

Отношение тантала к ниобию в неизмененных гранитоидах, а также в слабо измененных гранитах, слагающих корни массивов апогранитов, колеблется от 1 : 20 до 1 : 5 в пользу ниобия. В процессе метасоматического преобразования гранитов, при замещении биотита мусковитом или литиевыми слюдами и растворении ильменита происходит четкий вынос тантала и ниобия. В слабо измененных гранитах эти элементы переотлагаются в твердую фазу здесь же, образуя такие характерные для мусковитизированных гранитов акцессории, как поликраз-эвксенит, фергусонит, колумбит, танталовый рутил и др. При этом валовая концентрация тантала и ниобия в граните почти не увеличивается.

В случаях более интенсивного преобразования гранитов, особенно при развитии процессов высокотемпературного окварцевания (выщелачивания), наблюдается растворение акцессорных минералов тантала и ниобия и вынос этих элементов кислыми растворами (при этом характерен преимущественный вынос тантала по сравнению с ниобием). Исходя из предположительного состава постмагматических растворов, в характеризуемом процессе наиболее вероятен перенос тантала и ниобия в форме сложных фторкомплексных, в том числе фтороксикомплексных соединений. В данном случае следует иметь в виду большую подвижность фторкомплексов тантала по сравнению с ниобием, что определяет возможность дифференциации этих сходных элементов в постмагматических образованиях.

Таким образом, развитие процессов высокотемпературного кислотного метасоматоза в породах, содержащих тантал и ниобий, создает объективные предпосылки для образования постмагматических концентраций тантала в наиболее поздних метасоматических фациях апогранитов. Масштабы этих концентраций определяются несколькими ведущими факторами: 1) масштабами выноса тантала из материнских гранитов; 2) масштабами разделения ниобия и тантала в процессе природного «фторирования» в зонах кислотного выщелачивания (окварцевания); 3) благоприятными структурно-тектоническими условиями, способствовавшими миграции растворов, содержащих тантал и ниобий, в экранированные апикальные участки массивов; 4) масштабами раз-

вития послекварцевого щелочного метасоматоза в процессе формирования колонки сопряженного отложения.

Характерно, что в пределах метасоматических колонок апогранитов ниобий, связанный с колумбитом или пирохлором (в наиболее щелочных фациях), обычно распределен более или менее равномерно. Минимальные содержания тантала наблюдаются в зонах развития высокотемпературного окварцевания. По направлению к верхним горизонтам колонки в танталоносных апогранитах содержание тантала закономерно увеличивается, достигая максимума в экранированных пологих участках эндоконтакта массивов апогранитов. При этом закономерно увеличивается тантал-ниобиевое отношение, которое в зонах концентрации тантала местами достигает 2 : 1 в пользу тантала.

Главными концентраторами тантала в метасоматически измененных гранитоидах являются танталит-колумбит и пирохлор-микролит, отличающиеся переменным отношением тантала и ниобия в зависимости от условий образования минерала. Наиболее богатые танталом минералы (мангантанталит, микролит) образуются в апикальных участках массивов танталоносных апогранитов на поздних стадиях послекварцевого щелочного метасоматоза. При этом наиболее щелочные условия предопределяют образование минералов группы пирохлор-микролита, в то время как колумбит и танталит кристаллизуются в условиях повышенной кислотности растворов.

Взаимоотношения между этими группами минералов могут характеризовать особенности изменения режима кислотности — щелочности в ходе метасоматического процесса. Образование минералов группы пирохлора—микролита имеет место в самых щелочных зонах метасоматической колонки, обычно на передовом фронте обогащения перемещенными щелочными компонентами. При наложении на эти зоны более кислых растворов тылового фронта происходит колумбитизация пирохлора-микролита. Наконец, на заключительной стадии метасоматоза, после нейтрализации и ощелочнения кислых растворов, вновь начинается выделение пирохлора-микролита, который замещает колумбит-танталит. Среднее отношение Nb/Ta закономерно увеличивается параллельно увеличению щелочности месторождений альбитовой формации от 1 : 1 в обогащенных танталом альбитовых апогранитах нормального и субщелочного ряда до 10 : 1 — в рибекитсодержащих апогранитах щелочного ряда и 25 : 1 — в альбититах щелочных пород.

Редкие земли. Концентрации редких земель в месторождениях альбититовой формации характерны для альбитовых апогранитов щелочного ряда и альбититов щелочных пород[1]. При этом в рассматриваемых метасоматических образованиях имеет место весьма характерное разделение редкоземельных элементов по типам месторождений в зависимости от щелочности материнских пород и в пределах метасоматической колонки каждого конкретного типа в зависимости от щелочности слагающих ее метасоматических фаций.

Для рибекитсодержащих альбитовых апогранитов (см. колонку рис. 154, *к*) намечается заметный вынос редкоземельных элементов из тыловой зоны, представленной измененными гранитами, с последующей очень тонкой дифференциацией редкоземельных элементов по зонам метасоматической колонки, представляющих различные фации щелочности. Д. Минеев (1963, 1964), весьма детально изучивший явления геохимической дифференциации редкоземельных элементов в процессах постмагматического метасоматоза, отмечает четко выраженную

---

[1] Это объясняется, вероятно, интенсивным развитием ранней микроклинизации в комплексах гранитоидов повышенной щелочности и щелочных породах, с которыми связаны рассматриваемые месторождения. Вынос редких земель в процессе микроклинизации гранитоидов отмечался неоднократно (Беус, 1963, 1965).

прямую корреляционную связь между содержанием в апогранитах редких земель иттриевой группы натрия и фтора и отрицательную корреляционную связь TR_Y—K. Обратные соотношения характерны для редких земель цериевой группы, содержание которых в метасоматических парагенезисах связано прямой корреляционной зависимостью с содержанием калия и обратной — с натрием и фтором. Соответственно максимальные концентрации редких земель иттриевой группы наблюдаются в верхних зонах метасоматической колонки в связи с фациями, обогащенными альбитом и фтором. В то же время редкие земли цериевой группы в большей степени накапливаются в существенно микроклиновых головных зонах метасоматической колонки, преобладая также в пределах тыловых зон, отличающихся преимущественным выносом иттриевых редких земель.

В альбититах, связанных со щелочными породами, отмечается накопление редких земель цериевой группы, концентрация которых в наибольшей степени характерна для пограничных участков зоны микроклинитов передового фронта и следующей за ней зоны альбититов. Дифференциация редкоземельных элементов по основности и в этом случае проявляется в существенном повышении отношения $TR_Y : TR_{Ce}$ в альбититовых фациях по сравнению с микроклинитами (Павленко, 1963).

Цирконий и гафний. Содержание циркония в различных типах месторождений альбититовой формации прямо зависит от их щелочности. Этот элемент не характерен для мусковитовых апогранитов нормального ряда, слабо распространен в литионитсодержащих субщелочных апогранитах (среднее содержание 120 ± 40 *г/т*) и является одним из ведущих элементов-примесей биотит-альбитовых (среднее 1000 ± 30 *г/т*) и особенно рибекит-альбитовых апогранитов (среднее более 7000 *г/т*), а также альбититов щелочных пород. Отмечается относительное постоянство отношения Zr/Nb для альбитовых апогранитов одного и того же типа (Беус, Северов и др., 1962), определяющееся выдерживающимся соотношением между главными концентратором и носителем циркония (циркон, циртолит, малакон) и ниобия (колумбит, пирохлор) в породе.

В апогранитах нормального ряда, отличающихся широким развитием явлений высокотемпературного окварцевания, наблюдается вынос циркония и гафния из головных зон метасоматической колонки. Другим типам апогранитов, в которых ведущую роль играют метасоматические фации, образовавшиеся на фронте обогащения перемещенными компонентами, свойствен вынос циркония и гафния из тыловых зон метасоматической колонки и их абсолютная концентрация в головных зонах, характеризующихся накоплением сильных оснований. При этом в условиях повышенной активности оснований имеет место дифференциация циркония и гафния, определяющаяся их различной основностью, детально, для случая альбититов щелочных пород, рассмотренная А. Павленко (1963).

Таким образом, геохимическая история редких элементов, накапливающихся в месторождениях альбититовой формации, в соответствии с особенностями формирования метасоматической зональности этих месторождений, включает следующие характерные этапы.

1. Вынос на ранних стадиях метасоматоза из материнских интрузивных пород (в процессах ранней микроклинизации — редкие земли, бериллий; при мусковитизации — ниобий, тантал, олово, цирконий и др.; в процессе высокотемпературного окварцевания — большинство редких элементов).

2. Дифференциацию сходных по химическим свойствам элементов в процессе миграции в форме сложных комплексных соединений в условиях меняющегося режима кислотности — щелочности растворов.

3. Концентрацию, происходящую для большинства редких элементов в условиях максимального изменения режима кислотности—щелочности растворов в головных зонах метасоматической колонки (максимальная концентрация редких элементов наблюдается на границе зоны поздней микроклинизации и следующей за ней существенно альбитовой зоны).

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р. Поисковые критерии редкометальных пегматитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 14, Госгеолтехиздат, 1961.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1949, № 3.

Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. В сб.: «Петрограф. провинции, изверженные и метаморф. горные породы». Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13.)

Белянкин Д. С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитовых породах. «Изв. Политехн. ин-та», 1914, № 22.

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

Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. «Докл. АН СССР», 1954, т. 97, № 1.

Беус А. А. Геохимия бериллия. «Геохимия», 1956, № 5.

Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов. «Геохимия», 1958, № 4.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

Беус А. А. Режим кислотности — щелочности, как фактор концентрации редких элементов в процессах метасоматоза. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Беус А. А. и Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 4.

Беус А. А. Геохимический анализ явлений послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. В сб.: «Химия земной коры», т. 1, Изд-во АН СССР, 1963.

Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов. В кн.: «Вопросы прикладной геохимии». Изд-во «Недра», 1966.

Беус А. А. и Ситнин А. А. Бериллсодержащие граниты. «Геология месторождений редких элементов», вып. 4, Госгеолтехиздат, 1959.

Беус А. А. и Ситнин А. А. Микролитсодержащие граниты — новый перспективный тип месторождения тантала. «Разведка и охрана недр», 1960, № 10.

Беус А. А. и Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В кн.: «Проблемы геохимии». Изд-во АН СССР, 1965.

Беус А. А. и Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Беус А. А. и Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного послемагматического минералообразования. Изд-во «Недра», 1964. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд.)

Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

Беус А. А. и Субботин К. Д. Литий, бериллий и фтор, как индикаторы глубинных поисков редкометальных апогранитов. «Сов. геология», 1964, № 5.

Беус А. А., Соболев Б. П., Диков Ю. П. К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного послемагматического минералообразования. «Геохимия», 1963, № 3.

Беус А. А. и Ойзерман М. Т. О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием. «Геохимия», 1965, № 11.

Беус А. А. и Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). Изд-во «Недра», 1967.

Беус А. А., Наджарян Г. М., Пашутин В. П. Некоторые результаты исследования зависимости изменения pH раствора фтористых соединений от изменения температуры и давления. В кн.: «Экспериментальные исследования в области геохимии редких элементов». Изд-во «Наука», 1966.

Ганеев И. Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. «Геохимия», 1962, № 10.

Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. В кн.: «Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Коваленко В. И. Парагенезисы метасоматически измененных гранитоидов с акцессорными танталониобатами. В кн.: «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов, кислотности раствора и последовательность реакции при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Костин Н. Е. и Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. «Минеральное сырье», 1960, вып. 1.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. «Геология месторождений редких элементов», вып. 25. Изд-во «Недра», 1965.

Лебедев П. И. Изверженные породы Приазовской кристаллической полосы. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, 1934.

Мартынова О. И. Некоторые вопросы растворимости малолетучих неорганических соединений в водяном паре при высоких температурах и давлениях. «Журнал физической химии», 1964, т. 38, № 5.

Масгутов Р. В. К вопросу об альбитизации гранитов. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1960, вып. 1 (38).

Минеев Д. А. Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. «Геохимия», 1963, № 12.

Минеев Д. А. Исследование корреляционной зависимости между лантаноидами в горных породах. «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 3.

Некрасов И. Я. О новом типе бериллиевого оруденения. «Геология рудных м-ний», 1960, № 2.

Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. В кн.: «Проблемы генезиса руд», Изд-во «Недра», 1964.

Павленко А. С., Сяо Чжун-Ян, Морозов Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами. «Геохимия», 1960, № 2.

Павленко А. С. и Коваленко В. И. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов в алюмосиликатных обедненных кальцием породах от потенциалов щелочей. «Геохимия», 1961, № 11.

Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа. В кн.: «Геохимия щелочного метасоматоза». Изд-во АН СССР, 1963.

Пашутин В. П. и Соболев Б. П. О фторидном переносе редких элементов в надкритических (паровых) растворах. Фторидный перенос тантала в надкритических растворах. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ИМГРЭ, вып. 18.)

Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. Изд. ИМГРЭ АН СССР, 1960.

Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 1.

Семенєнко Н. П. О миграции породообразующих элементов в постмагматических продуктах гранитных магм. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, т. 1, 1953.

Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, № 10.

Соболев Б. П. Некоторые черты химии комплексных фтористых соединений бериллия в высокотемпературных растворах. Сообщение 1. Устойчивость фторберриллатов натрия и калия в высокотемпературных растворах. «Геология рудных м-ний», 1964, № 3.

Соболев Б. П., Минеев Д. А., Пашутин В. П. О низкотемпературной гексагональной модификации NaF со структурой гагаринита. «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 4.

Соболев Б. П., Пашутин В. П. О фторидном переносе бериллия в надкритических (паровых) растворах. Фторидный перенос бериллия в надкритических растворах. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ИМГРЭ, вып. 18.)

Темников Ю. И. Структурно-геологические особенности месторождений редкометальных гранитов. «Сов. геология», 1965, № 10.

Темников Ю. И. и Тунин Б. М. Поисковые признаки редкометальных месторождений гранитоидов. «Разведка и охрана недр», 1965, № 2.

Тихоненков И. П. и Тихоненкова Р. П. Контактовые породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометальной минерализации. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИМГРЭ, вып. 4.)

Тихоненков И. П. Об одном типе послемагматических метасоматических процессов в щелочных массивах. «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 4.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.

Хитаров Н. И., Иванов Л. А., Ротман Л. Э. К познанию критических явлений в природных процессах. «Сов. геология», 1939, № 2.

Царовский И. Д. О соотношении мариуполитов с нормальными породами фойяитового ряда. Геол. журн. АН УССР, т. 17, вып. 1, 1957.

Царовский И. Д. Мариуполитизация и связанные с нею процессы оруденения. Изд-во АН УзбССР, 1958. (Мат-лы ко II Всесоюз. петрограф. совещ.)

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.

Barnes H. L. Chemical causes of zoning of sulfide minerals. В кн.: «Конференция проблемы постмагматического рудообразования», Прага, 1963, т. 1.

Beer K. E. The petrography of some of the riebeckite-granites of Nigeria. Rep. Geol. Surv. Nigeria. Atomic Energy Div., 1952, No. 116.

Greenwood R. Younger intrusive rocks of Platen Province, Nigeria compared with the alcalic rocks of New England. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 62, No. 10, 1951.

Hildebrand J. H. The liquid state Proc. Phys. Soc. 1944, 56.

Howard E. H. Some physical and chemical properties of new sodium aluminum fluoride. Journ. Amer. Chem. Soc., 1954, vol. 76, No. 8.

Jacobson R. R. E. Notes on the occurrence of columbite in the Younger granites. Geol. Surv. Dept. Nigeria. Ann. Rep. 1945.

Jacobson R. R. E., Cawley A., Mac Leod W. N. The occurrence of columbite in Nigeria. Occas. Pap. Geol. Surv. Nigeria. No. 9, 1951.

Kuhrt F. Das Tröpfchenmodell realer Gase. Zstschr. Phys. Soc., vol. 131, 1952.

Morey G. W. The solubiliti of solids in gases. Econ. Geol., vol. 52, No. 3, 1957

Sense K. A., Stone R. W. Vapor pressures and molecular composition of vapors of the sodium fluoride-berillium fluoride sistem. Journ. Chem. Phys. vol. 62, No. 4, 1958.

Smith F. G. Review of physico-chemical on the state of supercritical fluids. Econ. Geol., vol. 48, 1953.

Глава шестая

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Грейзенизация — сложный постмагматический процесс высокотемпературного (500—300° С) преобразования пород под влиянием остаточных кислых растворов, богатых летучими компонентами и кремнеземом, связанных с интрузиями гранитоидов. Процесс характерен для кислых и ультракислых магм, формирующих интрузивы в средне- и малоглубинных (4—1,5 *км*) условиях. При этом образуются грейзенизированные породы, грейзены и руды.

Наряду с изменением пород, начинающимся с выщелачивания породообразующих минералов, с последующим замещением их кварцем, мусковитом, серицитом, топазом, турмалином, флюоритом и другими минералами, грейзенизация сопровождается образованием руд вольфрама, олова, бериллия, молибдена, мышьяка, висмута, циркония, тантала, ниобия, редких земель и других элементов. Рудами становятся сами грейзены и сопровождающие их кварцевые, топазо-кварцевые, турмалин-кварцевые жилы, прожилки, образовавшиеся при температурах 400—200° С.

Грейзенизация часто накладывается на ранее образованные, связанные с интрузией породы, в том числе на дайковые тела, пегматиты, скарны и другие метасоматиты, карбонатные, основные и ультраосновные породы. В локальных участках и на более поздних стадиях проявляется активность растворенных при грейзенизации компонентов (основания и щелочи). Переносимые при грейзенизации рудные компоненты откладываются в самих грейзенах и выше области грейзенизации — в боковых породах в виде жил, вкрапленников, тел метасоматитов, штокверков. Оруденение накладывается на измененные при контактовом метаморфизме породы — роговики, скарны, мраморы, амфиболиты и др. Следовательно, грейзеновыми следует называть такие месторождения, образование которых связано с процессом грейзенизации, являющимся рудообразующим. Рудами могут быть сами грейзены и любые другие породы, в которых отложились рудные компоненты, вынесенные из рудоносного массива при его грейзенизации.

Становление гранитоидных массивов обычно происходит по следующей схеме: затвердевание и кристаллизация массива, образование трещин — возникновение дайковой серии — образование пегматитов и щелочной автометасоматоз — грейзенизация — гидротермальные изменения, образование жил.

Одновременно на всех стадиях в боковых породах проявлялся контактовый метаморфизм, при котором, помимо чисто термального воздействия интрузии (ороговикование), обнаруживаются ясные следы наложенных процессов с привносом ряда компонентов (скарнирование, грейзенизация, фельдшпатизация, окварцевание, серицитизация и т. д.). Таким образом, грейзенизация в указанном ряду занимает промежуточное положение между пегматитовым процессом и собственно гидротермальным средне- и низкотемпературным, в который она неизбежно переходит во внешнем ореоле.

Термин грейзен (нем. greisen, greisstein) употреблялся еще в XVIII в. саксонскими рудокопами для обозначения слюдяно-кварцевой породы, содержащей оловянный камень. Позднее под этим термином объединялись породы, начиная от пегматитовых и кончая слюдитами и даже аплитами. В настоящее время в результате работ советских и зарубежных геологов содержание термина грейзен достаточно определилось и принимается большинством исследователей.

Грейзены — метасоматические породы существенно слюдяно-кварцевого состава, часто с топазом, флюоритом, турмалином, полевым шпатом и рудными минералами, образовавшиеся под воздействием на граниты и породы иного состава высокотемпературных пневматолито-гидротермальных растворов, богатых фтором, хлором и водой. Источником растворов являются гранитные магмы. Для отличия автометаморфических грейзенов, образованных по самим гранитам, от тех их разновидностей, которые возникают за счет весьма разнообразных по составу вмещающих интрузию пород, автором этой главы предложен термин экзогрейзен.

Тела грейзенов (в том числе и экзогрейзенов) обычно имеют сложную форму и неоднородное внутреннее строение, благодаря проявлению метасоматической и пульсационной телескопированной зональности. По соотношению главных породообразующих минералов выделяются различные их фации. Наличие оруденения позволяет различать оловоносные, вольфрамоносные, бериллиеносные и другие разновидности грейзенов.

Первые описания подобных руд и объяснения их глубинного происхождения были даны в работах Агриколы (1546 г.), Лемана (1753 г.), М. Ломоносова (1757 г.), Хеттона (1788 г.), затем Леонарда (1823 г.), Эли де Бомона (1847 г.) и, наконец, Добре (1841 г.), подтвердившего свои предположения экспериментами. Добре особенно подчеркнул роль фтора, хлора, воды и других летучих как носителей рудных компонентов (в том числе олова) и активных агентов метаморфизма. Эти представления получили дальнейшее развитие в работах Ф. Пошепного (1893 г.), Фогта (1895 и 1926 гг.). Систематическое изучение грейзенов началось в двадцатых-тридцатых годах.

В советский период описание грейзенов, грейзенизации и связанных с ними полезных ископаемых дали в своих трудах М. Тетяев, А. Ферсман, О. Левицкий, О. Лебедева, Г. Щерба, В. Дмитриевский, М. Стрелкин, Н. Наковник, И. Григорьев и Е. Доломанова, М. Руб, А. Каленов, Ф. Чухров, И. Говоров, А. Беус, В. Барабанов и многие другие.

Изучению грейзенов способствовали теоретические и экспериментальные работы Д. Коржинского (1946), В. Николаева, Н. Хитарова, Н. Ермакова (1950), А. Захарченко (1955), В. Щербины (1956), Н. Елисеева (1960) и ряда других исследователей. Из иностранных ученых большой вклад в изучение грейзеновых месторождений сделали П. Керр (Kerr, 1946), Ф. Смит, Д. Кеннеди (Kennedy, 1950), Е. Ингерсон (Ingerson, 1954), О. Татл (Tuttle, 1950), М. Штемпрок (Stemprok, 1960) и др.

Грейзеновые месторождения как особый класс предложил выделить В. Смирнов (1965); по связям с магматизмом они относятся к ряду автолизии, т. е. образовавшимся за счет выноса веществ из самого рудоносного интрузива (Щерба, 1964_2).

До настоящего времени среди исследователей сохраняются разногласия о природе и фазовом состоянии грейзенизирующих растворов (пневматолиты, надкритические флюиды или обычные гидротермальные растворы), соотношении грейзенов и залегающих внутри них жил, наличии простой или более сложной телескопированной зональности,

однако все они единодушны в оценке важности значения самого процесса грейзенизации для рудообразования.

За последние годы грейзеновые месторождения начинают приобретать все большее значение в связи с расширением добычи вольфрама, висмута, бериллия, тантала, ниобия и других редких элементов. Выяснилось также, что большинство кварцево-жильных редкометальных месторождений (в том числе и штокверков) обязано своим происхождением грейзенизации. Более того, обогащение редкими металлами некоторых скарновых месторождений также произошло в результате более поздней грейзенизации.

В малоглубинных условиях, при хлор-кремниевом профиле метасоматоза с участием CO_2, грейзенизация смыкается с более низкотемпературными гидротермальными изменениями, обычно связанными с субвулканическими кислыми интрузиями; возникают и переходные разности пород, близкие к серицит-кварцевым и кварцевым фациям вторичных кварцитов (пропилитов), содержащих нередко флюорит, топаз, турмалин.

РУДЫ

В грейзенизированных породах, грейзенах, сопровождающих их кварцевых жилах и метасоматитах, образуются промышленные концентрации олова, вольфрама, молибдена, бериллия, висмута, лития, тантала и ниобия, мышьяка, редких земель, циркония, некоторых рассеянных элементов. Можно указать, что древние разработки оловянных руд эпохи бронзы базировались преимущественно на грейзеновых месторождениях и россыпях, образовавшихся в результате их денудации (Малайская провинция, Индокитай, Юго-Западный Алтай и др.); в течение веков разрабатывались грейзеновые оловянные руды Корнуола и Рудных гор. В настоящее время районы разработки грейзеновых месторождений расширились в Азии и Африке, Северной и Южной Америке. Установлено, что по большинству перечисленных выше элементов грейзеновые месторождения занимают главенствующее положение; нередко им сопутствует медное, полиметаллическое и иное оруденение.

До последнего времени основной рудной формацией бериллиевых месторождений считалась пегматитовая, так как главная добыча рудоразборного берилла была сосредоточена на пегматитовых месторождениях Центральной Африки, Южной Америки и Юго-Восточной Азии. Сравнительно небольшое распространение рудоносных пегматитовых полей, малые размеры пегматитовых тел и неравномерность содержания ограничивали добычу и применение бериллия. Положение резко изменилось в связи с обнаружением бериллиевых месторождений, связанных с грейзенизацией. Если в США до 1960 г. получали всего 300—450 *т* 10%-ных бериллиевых концентратов ежегодно и считали их крайне дефицитным стратегическим материалом, то уже в 1961 г. в связи с вводом в эксплуатацию новых объектов (Лаун-Пайн, Маун-Уиллер, Лейк-Джордж) производство концентратов увеличилось до 1200 *т*.

Доля грейзеновых месторождений в общих ресурсах особенно значительна по вольфраму (80—90%), несколько меньше по бериллию, олову, молибдену (70—40%), танталу, ниобию, редким землям. Главными рудообразующими минералами являются касситерит, вольфрамит и шеелит, молибденит, берилл, бертрандит, фенакит, висмутин, козалит, циннвальдит, лепидолит, арсенопирит, колумбит и танталит, пирохлор, микролит, циркон, монацит. Минералы сопутствующих руд— халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, теннантит и ряд других. Число минералов в составе руд достигает нескольких десятков, даже ста и более.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Редкометальные, в том числе грейзеновые месторождения известны на всех континентах Земли, они образуют обычно узлы, размещающиеся вдоль наиболее подвижных в прошлом поясов, обрамляющих или рассекающих континенты и характеризующихся повышенными мощностями земной коры континентального типа. Было установлено, что мощности земной коры вдоль подвижных зон обычно превышают 30—35 *км*, образуя утолщения по типу валов, швов, рубцов; в других случаях отмечаются зоны повышенных градиентов мощности.

Рудные пояса

На рис. 166 показаны главные редкометальные рудные районы Земли, образующие пояса различной протяженности. Положение их в разрезе земной коры видно на рис. 167. Рудные пояса Земли выделялись и описывались многими исследователями (А. Ферсман, С. Смирнов, Дж. Сперр, В. Эммонс, А. Бэтман, Ф. Тюрнор, В. Смирнов, Е. Захаров, И. Магакьян и многие другие), редкометальные пояса частично охарактеризованы автором (Щерба, 1960_1).

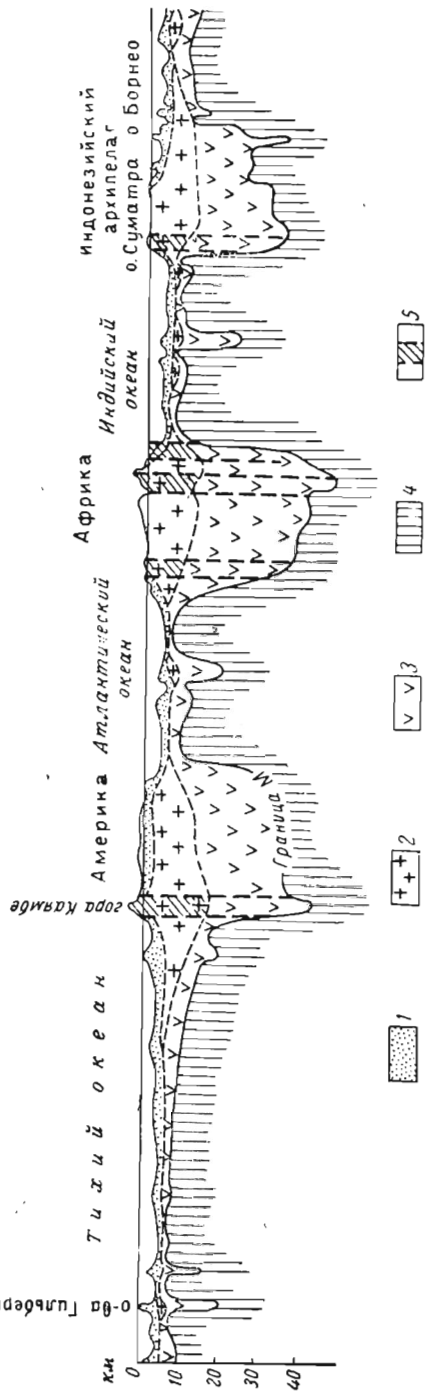


Рис. 167. Положение редкометальных поясов в разрезе земной коры. *По Р. Деменицкой*
1 — осадочные породы; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — подкоровый слой; *5* — редкометальные пояса

Размещение рудных поясов в пространстве контролируется глубинными подвижными зонами линейного типа (системы глубинных разломов сложного строения, часто переходящие в зоны пластичных деформаций, магматического пропитывания и сопровождаемые магматизмом, достигающие глубинных областей земной коры и верхней мантии), которые по масштабности могут быть разделены на несколько порядков. Подвижные зоны 1—3-го порядков определяют размещение рудных поясов, 4-го порядка — структурно-металлогенических зон, а 5-го порядка — рудных узлов и полей (Г. Щерба, Колмогоров, Куминова, Мирошниченко). Следует подчерк-

нуть такую важную особенность, как тяготение рудных узлов, полей и отдельных месторождений к местам сопряжения и пересечения подвижных зон разных направлений, что уже отмечается многими авторами (Г. Щерба, Е. Шаталов, А. Орлова, И. Томсон, Ф. Тюрнор и др.).

Глубинные подвижные зоны бывают сквозного длительного развития, проявлявшие свою активность в течение нескольких эпох тектогенеза (рифейского, каледонского, герцинского и т. д.), затем полного цикла развития, проявившиеся на разных стадиях одной тектонической эпохи (например, киммерийской), и, наконец, отдельных этапов развития, проявлявшихся эпизодически. Редкометальные рудоносные провинции, обычно с грейзеновыми месторождениями, по профилю своего геологического развития являются орогенными, а по профилю магматизма — гранитоидными, что также отмечалось многими исследователями.

На территории Советского Союза имеются три главных рудных пояса субширотного простирания и два — субмеридионального.

Верхояно-Чукотский золото-редкометальный (вольфрам-оловянный) пояс протянулся на 2700 *км* на северо-восток; южные ветви его обрамляют Колымский срединный массив и сопровождаются дополнительно молибденовым оруденением. На востоке он смыкается с Тихоокеанским поясом. По данным В. Матвеенко, Е. Шаталова, В. Чайковского, С. Лугова, А. Щеглова и других исследователей, редкометальное оруденение здесь связано со становлением мезозойского складчатого пояса и проявлением гранитоидного магматизма верхнеюрского и мелового возраста.

В пределах пояса выделяются отдельные металлогенические зоны, районы и узлы, несколько отличающиеся по составу и характеру минерализации, размещение которых определяется подвижными зонами 4—5-го порядков. Вдоль глубинных разломов образовались цепочки гранитоидных интрузий кислого и субщелочного состава, которые вместе со структурным обрамлением и минерализацией образуют структурно-металлогенические зоны, районы и отдельные рудные узлы (рис. 168).

Становление интрузивов происходило в уже сформировавшихся складчатых структурах на средних и небольших глубинах (3—1 *км*). Отмечается эволюция состава магматитов в сторону субщелочных разностей, сопровождаемая чередованием редкометального и золотого оруденения. Характерны связь редкометальной минерализации с наиболее кислыми (и поздними) трещинными внедрениями и частая телескопированность оруденения.

Срединный пояс — редкометально-полиметаллический, протягивается на 5000 *км* при ширине 500—800 *км*. На западе его расположена Центрально-Казахстанская герцинская провинция, затем он проходит через Алтай, Туву, Саяны и Северную Монголию, Забайкалье и на востоке смыкается с Тихоокеанским поясом. Восточная его часть — это Монголо-Охотский металлический пояс А. Ферсмана. Срединный пояс включает области каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской складчатости и весьма разнороден по строению на отдельных участках. Общим для него является связь редкометального оруденения с наиболее кислыми разностями гранитоидов, сформировавшимися либо в поздние стадии консолидации регионов, либо в завершающие периоды их повторной активизации под влиянием более поздних тектонических циклов. С течением времени намечается разрастание пояса к востоку, где располагаются и наиболее молодые металлогенические зоны.

Простирание отдельных структурно-металлогенических зон пояса бывает самым разнообразным, в том числе и поперечным, и зависит от локальных условий. В Центральном Казахстане наряду с субширотной Успенской зоной имеются и северо-западные (рис. 169); на Алтае

преобладают северо-западные зоны — Калба-Нарымская, Тигирекская, Бащелакская; в Южном Забайкалье, на обрамлении выступа Сибирской платформы, зоны направлены соответственно к северо-западу и северо-востоку; в Восточном Забайкалье господствуют северо-восточные зоны и т. д.

Редкометальное оруденение в большинстве случаев имеет комплексный характер и не отличается строгой дифференцированностью. Сюда входят вольфрам, молибден, олово, висмут, мышьяк, сурьма,

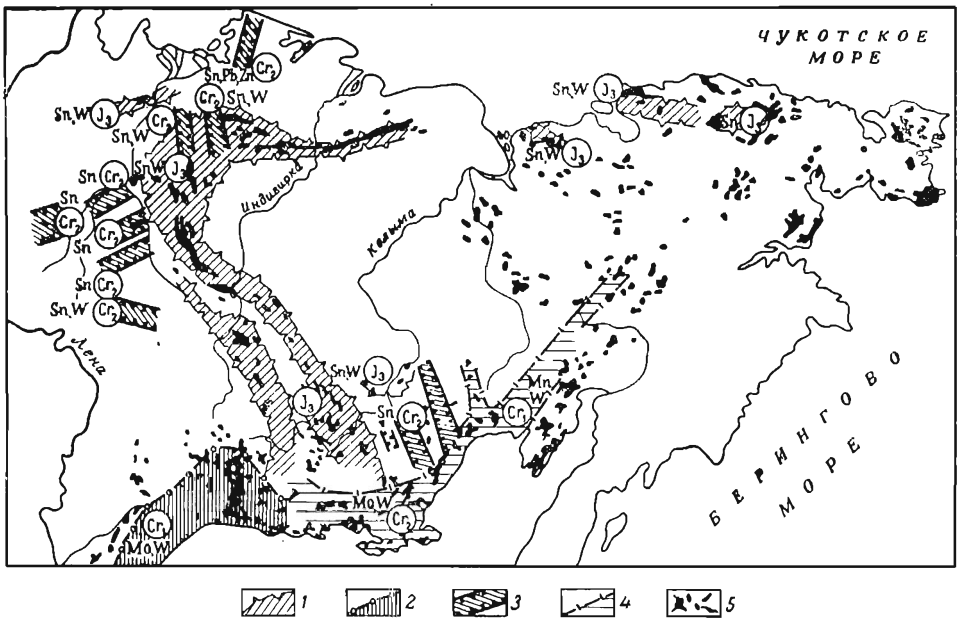


Рис. 168. Обзорная схема Лено-Чукотского вольфрам-оловянного пояса. *По М. Иксону, В. Кормилицину, Л. Красному, В. Матвеенко*

Металлогенические зоны и их ведущая минерализация: *1* — оловянно-вольфрамовые; *2* — золото-молибденовые; *3* — оловорудные, нередко со свинцом и цинком; *4* — молибден-вольфрамовые; *5* — мезо-кайнозойские интрузии гранитоидов (нередко рудоносные). В кружках указан возраст металлогенических зон

тантал, ниобий и др. В составе летучих весьма характерно обилие фтора; в этом отношении пояс можно было бы назвать даже фторередкометальным. Полиметаллическое оруденение обычно связано с более ранним магматизмом, для него большое значение приобретают вулкано-интрузивные формации андезитового состава.

В западной части пояса возраст оруденения пермский, олово почти отсутствует, заметные количества его известны лишь восточнее, в Юго-Западном Алтае, а промышленные скопления появляются в Забайкалье и Приморье. Более молодой, киммерийский, возраст оруденение приобретает в Забайкалье и альпийский — в Приморье. Вольфрам и молибден широко распространены во всей западной половине пояса, на востоке, в отличие от олова, они встречаются реже.

Для молодых металлогенических эпох, начиная с верхнепалеозойской, характерна повторяемость состава оруденения в связи с разновозрастными комплексами гранитоидов. Так, редкометальное оруденение связано с верхнекарбоновыми и пермскими интрузивами в Центральном Казахстане, с юрскими и меловыми интрузиями — в Восточном Забайкалье и Северной Монголии и т. д.

Восточный Казахстан почти целиком (исключая южные его области) представляет собой западное окончание Срединного пояса,

в котором редкометальные линейные зоны являются участками магматической (гранитоидной) активизации областей платформенного типа (Кокчетавский район), каледонской и герцинской складчатостей. Это глубинные подвижные зоны, включающие серии глубинных разломов, значение которых для металлогении Казахстана отмечал К. Сатпаев. Возникшие при этом пояса вулканитов, пояса и цепочки гранитных массивов имеют линейный характер. Протяженность зон измеряется обычно сотнями километров (структуры 3—4-го порядков); в простирании преобладают три направления — северо-западное, северо-восточное (субширотное) и субмеридиональное.

Поздние гранитоидные интрузии являются посторогенными и в большинстве случаев занимают секущее положение относительно складчатости и пересекают различные по составу и возрасту породы. Первая схема подвижных зон для Восточного Казахстана была составлена Г. Щербой в 1955 г., в уточненном виде она представлена на рис. 169.

Редкометальное оруденение обычно проявлялось в той или иной степени со всеми гранитоидными комплексами, относительно редко — с кислыми вулканитами, однако практически интересное комплексное оруденение связано с позднегерцинскими (главным образом пермскими) лейкократовыми, местами субщелочными гранитами, сформировавшимися на глубинах от 5 до 1,5 *км* (в среднем 3—2 *км*). Вдоль глубинных разломов и поясов этих интрузий располагаются и структурно-металлогенические зоны с вольфрамовым, молибденовым, оловянным, висмутовым и иным оруденением, чаще всего являющимся комплексным по составу.

Рудоносные массивы многофазные (Г. Щерба, Гокоев, Монич, В. Коптев-Дворников), построены обычно тремя последовательными интрузиями, создававшими уплощенные лакколитоподобные тела, а последняя фаза — пластообразные залежи небольшой мощности. Форма массивов была обусловлена вертикальными движениями рамы и в общем небольшой глубиной становления, что способствовало растеканию интрузивного материала вдоль пологих меж- и внутриформационных поверхностей отслоения.

Очертания массивов обычно эллипсоидальные, поперечные размеры в среднем 6×10 или 8×12 *км*, мощности 3—5 *км*. Имеются и более крупные массивы и даже непрерывные гранитные пояса длиной до 300 *км* (Калба-Нарымский). Уплощенная кровля обычно уснащена выступами в виде куполов, гребней, штоков, возвышающимися на 0,3—1 *км*.

Состав последовательных интрузий в этих многослойных телах изменялся в сторону все более кислых аляскитовых разностей. Специальные исследования показали, что в составе акчатауских гранитов содержатся повышенные количества летучих компонентов (фтора до 0,6%, см. табл. 33) и повышенные, резко переменные кларки акцессорных редких металлов (вольфрама, молибдена, олова, бериллия и др.).

В местах пересечения и сопряжения разнонаправленных зон разломов возникали ядра магматизма с последовательными герцинскими вулкано-интрузивными комплексами, последние фазы которых сопровождались главным редкометальным оруденением. Такая же закономерность установлена и для скарновых месторождений и имеет широкое значение. В пределах рудных полей размещение месторождений контролируется положением выступов массивов и зонами трещиноватости, связанными с остыванием массива и движениями регионального характера. В результате возникают протяженные жильные рудоносные зоны, изометричные штокверки, жилы, линзы, грибообразные тела и т. д., удаляющиеся вверх от кровли массива до 1—1,5 *км* и распространяющиеся в глубь массива обычно не более чем на 1 *км*.

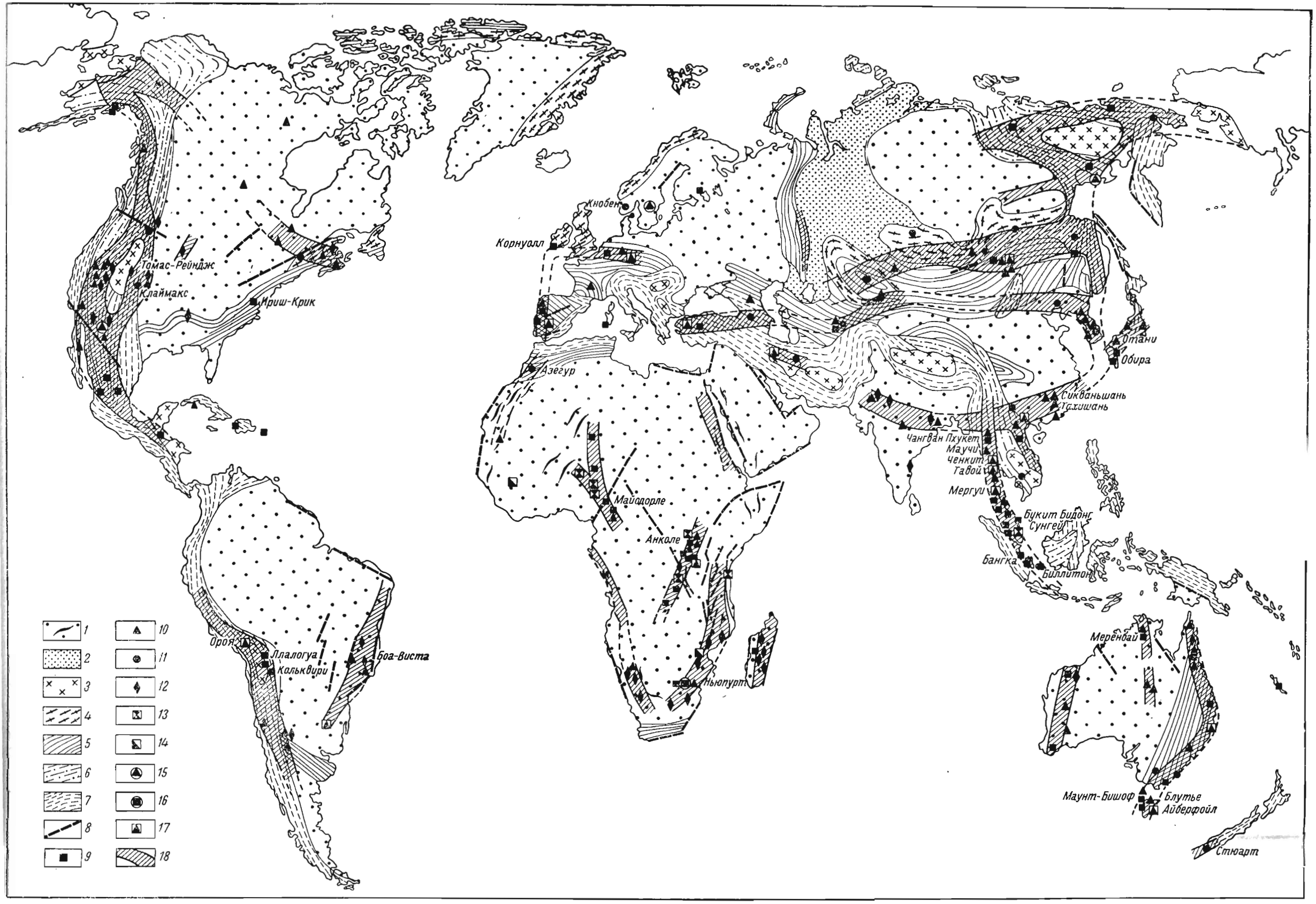


Рис. 166. Редкометальные пояса и районы мира

1 — докембрийские платформы с проявлением складчатости; *2* — плиты; *3* — срединные массивы. Зоны складчатости: *4* — каледонской, *5* — герцинской, *6* — киммерийской, *7* — альпийской; *8* — основные разломы. Месторождения: *9* — олова, *10* — вольфрама, *11* — молибдена, *12* — бериллия, *13* — тантала и ниобия, *14* — лития, *15* — молибдена и вольфрама, *16* — олова и молибдена, *17* — олова и вольфрама; *18* — редкометальные пояса и районы с названием отдельных месторождений

Различаются три стадии минерализации: дорудная, рудная и послерудная. Оруденение на всех месторождениях является многоактным и начиналось с пегматитов и заканчивалось образованием сульфидных прожилков — это практически прерывисто-последовательная серия генераций. Вслед за раннещелочной стадией (микроклинизацией и альбитизацией) и формированием пегматитов, начинался интенсивный процесс грейзенизации, также прерывистый, который вызывал образование различных фаций грейзенов и последующих кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-мусковитовых жил (выполнения и реже замещения) с вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, топазом, висмутином, флюоритом и рядом других рудных и жильных минералов (до 10—12 генераций). В некоторых случаях проявлялась и околожильная грейзенизация.

В конце этого процесса образовывались кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, распространявшиеся обычно во внешние части рудных ореолов. При грейзенизации образовались мусковит-кварцевая, топаз-кварцевая, флюорит-кварцевая, кварцевая, турмалин-кварцевая, биотит-кварцевая, кальцит-флюоритовая, слюдяно-флюоритовая и другие фации грейзенов, изредка встречаются графит-мусковит-кварцевая (Южный Алтай, Чердояк) и гранат-кварцевая фации.

Общая продолжительность процесса рудообразования определяется длительностью сохранения температурного поля интрузивов в интервалах 500°—200° С и оценивается для интрузивов средних размеров в сотни тысяч лет. Оруденение развивалось по крайней мере в двух разнородных сферах, двух структурных ярусах — в однородном по составу гранитном массиве с его трещиноватостью и в перекрывающих породах различного состава и разнообразного структурного каркаса. В надинтрузивном блоке чаще всего возникают жилы и жильные штокверки, тогда как в нижнем развиваются разнообразные тела грейзенов, сливающиеся в выступах в сплошные грибовидные крупные блоки с многочисленными, отходящими книзу околотрещинными жилообразными телами.

Кавказ-Тянь-Шань-Корейский молибден-вольфрамовый пояс начинается в западной части Анатолийского массива (районы Бурса, Улудаг), проходит через Кавказ (Зангезурская область), северные районы Ирана и погружается в районе Закаспия и Южного Приаралья. Продолжением пояса являются многочисленные рудные районы Тянь-Шаня, Южной Монголии (район Югодзыр), Северного Китая и Корейского полуострова (районы Упсан, Коксан, Кобаяси, Сандонг), где пояс смыкается с внешней зоной Тихоокеанского пояса.

Гранитоидный магматизм в пределах третьего пояса, охватывающего главным образом области киммерийско-альпийской складчатости, широко развит и является многократным. Оруденение связано с гранитами верхнего палеозоя, мезозоя и третичного времени. Пояс местами пересекает складчатые системы (послескладчатый магматизм), но в основном обрамляет выступы древних платформ. На западе преобладает молибденовое оруденение, а на востоке — вольфрамовое.

Советская часть **Тихоокеанского кольцевого пояса** обладает сложной зональностью, на что впервые обратил внимание С. Смирнов (1946). К западу этот пояс сопрягается с упомянутыми выше широтными поясами. Сложное сочленение структур вызывает различные мнения о границах пояса и его конфигурации. К редкометальной части Тихоокеанского пояса следует относить главным образом узкую внешнюю материковую часть, хотя и разнородную по строению, но несущую отчетливые следы омоложения в виде субмеридиональных структур и поясов молодых магматитов. На территории СССР к внешней редкометальной зоне пояса относятся рудные районы Чукотского полуост-

рова, Анадыря, Магадана, Приморья (см. рис. 166); к югу пояс продолжается в районы Корейского полуострова, западной части Японских островов, Юго-Восточного Китая и в другие районы, включая, следовательно, восточные окончания широтных поясов.

Характерно, что именно в местах сопряжения поясов сформировались наиболее важные рудные районы и узлы. Обобщения данных последних лет по Тихоокеанскому поясу показывают, что с мезозойским гранитоидным магматизмом связано, по преимуществу, оловянное оруденение, известно также вольфрамовое, молибденовое, бериллиевое и др. Раннетретичная серия интрузий средней зоны (Сихотэ-Алинь) сопровождается оловянным, а восточнее — и полиметаллическим оруденением различных формаций (Е. Радкевич). По мнению некоторых исследователей, с крайними членами ряда — с вулкано-интрузивными комплексами — связано сурьмяно-ртутное оруденение.

Уральский редкометальный пояс сравнительно небольших размеров вытянут в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Урала, совпадая с поясом герцинских интрузий гранитоидов. Протяженность пояса около 800 *км*; южное продолжение его намечается в Мугоджарах. Вольфрамовое, реже комплексное оруденение связано с наиболее поздними фазами герцинских гранитных массивов — Мурзинского, Шилово-Коневского, Адамовского и др.

Другие редкометальные пояса мира показаны на схеме (см. рис. 166).

Индо-Южнокитайский субширотный пояс включает на западе районы Джодхпура, Аджмира, Чангвана, затем в центре — Мандалая, на востоке — Гедзю, Каобанга, Кианги, Сикваньшаня, Тахишаня (рис. 170). В центре он смыкается с Малайским, а на востоке — с Тихоокеанским поясом. Индо-Южнокитайский пояс включает области герцинской, мезозойской и альпийской складчатостей и активизированную зону Индийской и Китайской платформ. Преобладает оруденение, связанное с мезозойскими гранитоидными интрузиями; это в первую очередь олово, вольфрам, затем молибден, бериллий, тантал, ниобий и др.

Малайский вольфрам-оловянный пояс протягивается почти на 3700 *км* вдоль западной части Индокитая, затем идет на Малаккский полуостров, Суматру, южное его окончание теряется среди мелких островов Индонезийского архипелага (рис. 171). Оруденение связано с мезозойскими гранитами, особенно развиты россыпи. Возможно, Малайский пояс является южным продолжением внешней зоны Тихоокеанского пояса. На севере, в пределах Бирмы, в составе редкометальных руд преобладает вольфрам (Маучи); к югу постепенно возрастает роль олова (Ченкит, Тавой, Мергуи), которое со средины пояса и южнее имеет главенствующее значение (Букит, Бангка, Биллитон).

Восточно-Австралийский пояс протягивается вдоль всего восточного края Австралийского материка в области герцинской складчатости от мыса Иорк на севере до о. Тасмания на юге. Вдоль пояса имеется ряд крупных районов (Чиллагоэ, Харбертон, Кетонг, Кинг, Реникон Белл и др.) с вольфрамовым и оловянным оруденением. Отмечается наличие разновозрастных металлогенических зон — палеозойской, пермотриасовой и позднемеловой.

Западно-Австралийский пояс менее выражен, он занимает субмеридиональную зону активизированной платформы (районы Пильбара, Уилуна, Олбани), здесь отмечается также вольфрамовое и оловянное оруденение; известно и бериллиевое.

В центре материка намечается еще одна субмеридиональная зона в районе Хетчис-Крик и п-ова Арнхемленд (Меренбой и др.) с вольфрамовым и вольфрам-оловянным оруденением в турмалин-топаз-слюдяных грейзенах и кварцевых жилах.

Редкометальные рудные пояса Африки обладают той особенностью, что почти все они располагаются в рифтовых зонах (и притом достаточно древних) активизации платформы по краям материка и отчасти в его середине, за исключением крайних южных и северных областей с более молодой складчатостью. Основными рудными формациями являются эпимагматическая, пегматитовая и карбонатитовая. Грейзеновые месторождения проявлены относительно слабо (Колотухин и др., 1964).

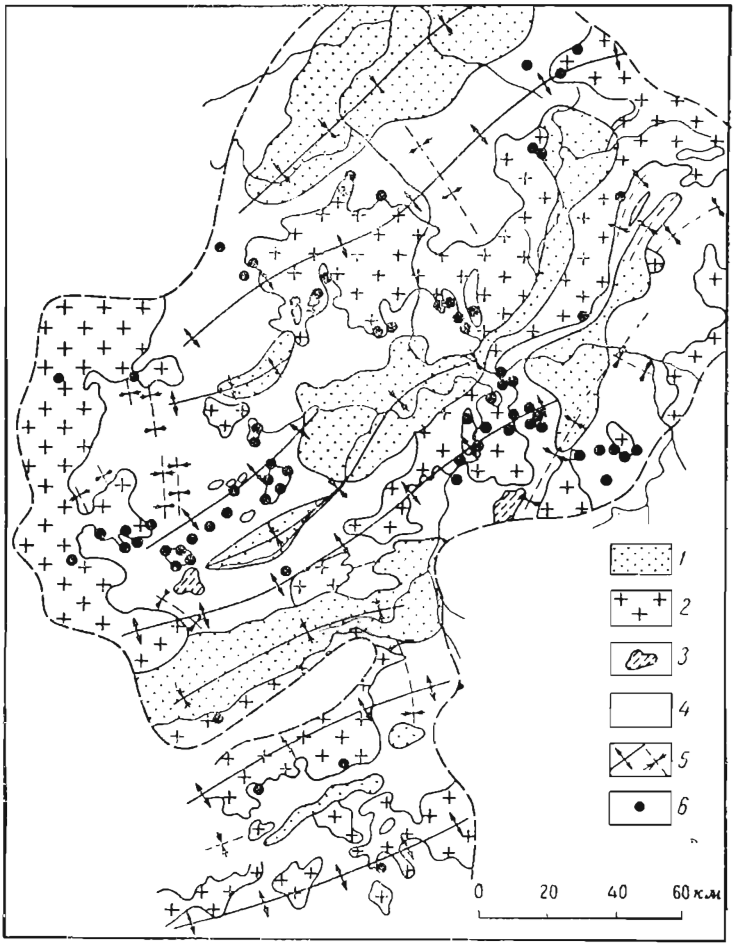


Рис. 170. Обзорная карта оловянно-вольфрамовых месторождений Юго-Восточного Китая. По Ке Чин-су

1 — меловые и раннечетвертичные континентальные отложения; *2* — граниты (в том числе мезозойские яньшанские); *3* — гранито-гнейсы; *4* — осадочные породы; *5* — оси антиклиналей и синклиналей; *6* — оловянно-вольфрамовые месторождения

П. Холмсом было выделено в Африке несколько орогенических поясов.

Восточно-Африканский пояс протянулся вдоль юго-восточного края материка от Драконовых гор на юге, почти до п-ова Сомали на севере. Он включает складчатые области и пояса Свазиленда с возрастом 2000 млн. лет и Мозамбика с возрастом 615—650 млн. лет. Здесь известны бериллиеносные пегматиты в древних допалеозойских гранитах с Ta, Nb, Li и TR (районы Лимпопо, Ньюпурт, Бикита, Бушвельд, Альто-Лигонья, Сомали и др.). Важное значение имеют карбонатиты с ниобиевым оруденением.

Западно-Африканский пояс располагается вдоль юго-западного края материка, включая складчатые пояса Маюмбе, Дамара, Кейс с возрастом 850—1000 млн. лет. Сюда входят рудные районы Оттили, Карибиб-Омаруру, Арандис, Эронго, Бармен, Вармбад, Намаквaленд и другие с редкометальными гранитными пегматитами (Be, Li, Ta, Nb, TR, Sn) аналогичного возраста. Имеющиеся здесь карбонатитовые месторождения связываются с вулкано-плутоническим комплексом Дамараленда, возраст которого считается послетриасовым.

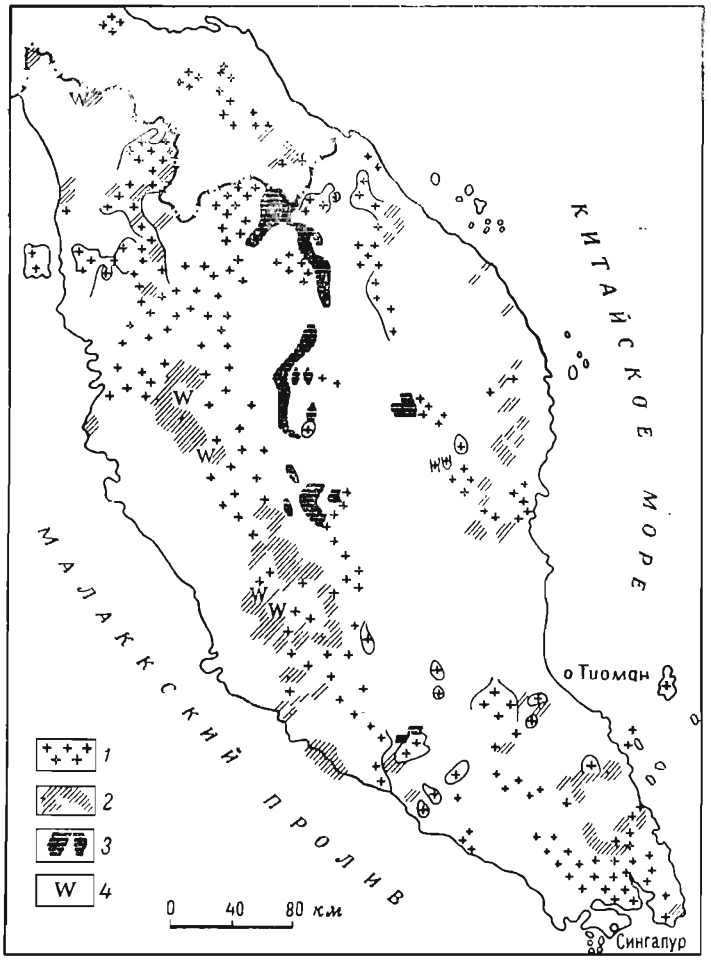


Рис. 171. Обзорная схема части Малайского вольфрам-оловянного пояса. *По Д. Скрибенору*

1 — граниты; *2* — оловянные руды; *3* — золото; *4* — вольфрамовые руды

Центрально-Африканский пояс вытягивается в северо-восточном направлении на 2000 *км*; он совпадает с одноименным грабеном складчатой системой Кибара (1050—890 млн. лет) и включает районы Кагара, Анколе, Киву-Маниема, Руанда, Бурунди, Маюмба, Катанга с оловянными, вольфрамовыми, молибденовыми и бериллий-ниобиевыми месторождениями, связанными с древним Кибаро-Урундийским интрузивным комплексом. Здесь имеются пегматиты (часто натролитиевые), грейзены и кварцевые жилы. В последнее время важное значение приобрели карбонатитовые месторождения с пирохлором и апатитом в связи с щелочным комплексом Луэш (провинция Киву).

Нигерийский пояс не столь четкий, вероятно, он протягивается и далее к северу. С древними гранитами здесь связаны пегматиты

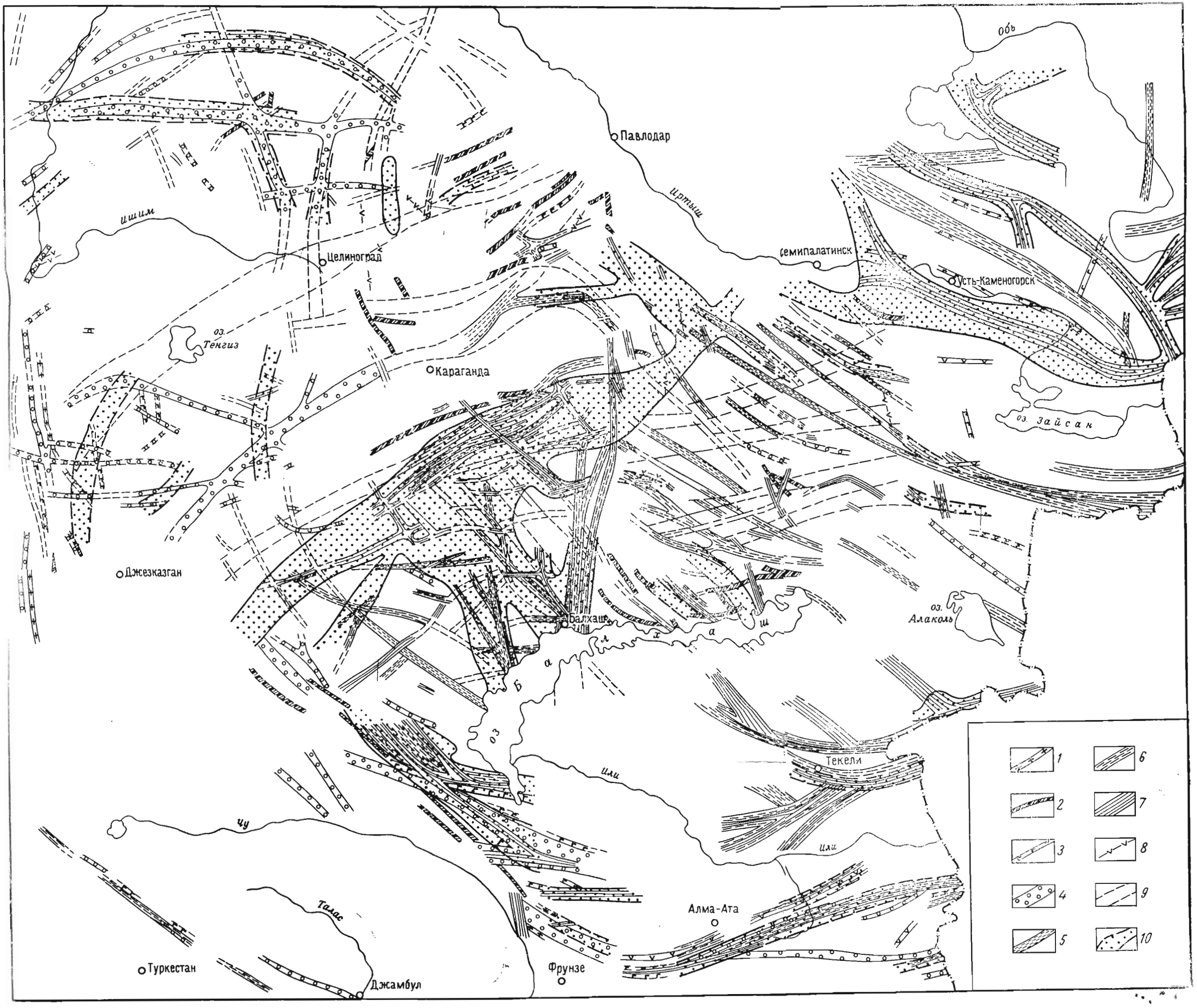


Рис. 169. Схема глубинных подвижных зон Восточного Казахстана с размещением полей редкометального оруденения

Глубинные подвижные зоны, фиксируемые магматическими комплексами: *1* — досилурийских гранитоидов; *2* — ультраосновных пород; *3* — габброидов; *4* — каледонских гранитоидов; *5* — раннегерцинских гранитоидов; *6* — среднегерцинских гранитоидов; *7* — позднегерцинских гранитоидов; *8* — субщелочных и щелочных пород; *9* — глубинные зоны, отмечаемые по геофизическим данным; *10* — рудоносные площади

с касситеритом и колумбитом-танталитом. Главное тантал-ниобиевое оруденение в Северной Нигерии (плато Джос, район Баучи) связано с комплексом так называемых Молодых гранитов (Северов, 1960), возраст которых пока точно не установлен, возможно они палеозойские (485 млн. лет). Эпимагматическая рассеянная минерализация колумбита (100—300 *г/м*^{3}) заключена в биотитовых гранитах, содержащих до 3% флюорита. Здесь имеются пегматиты и типичные грейзены с топазом, касситеритом, вольфрамитом, сопровождаемые сульфидным оруденением (молибденит, сфалерит, арсенопирит и др.). Характерно и цирконневое оруденение, причем в цирконах отмечается повышенное содержание гафния.

Пояс продолжается далее к северу, через весь Нигер. Сначала это рудоносные массивы молодых гранитов Чуни-Зарницкий, Гуре, а на севере — Аир (рудные районы Тарауаджи, Эль-Меки) с оловянным оруденением в кварц-мусковитовых грейзенах и кварцевых жилах (Овчаренко).

Нубийский пояс намечается вдоль побережья Красного моря и также совпадает с рифтовой зоной и поясом молодой складчатости с возрастом 520—430 млн. лет (Колотухина и др., 1964). В связи со сравнительно молодым магматизмом здесь известны отдельные молибденовые, бериллиевые, оловянные и вольфрамовые месторождения (Гаттар, Игла, Абу-Дабба, Эль-Доб и др.).

Атласский пояс расположен в Северо-Западной Африке, где известно несколько рудных районов в Анти-Атласе, Джебеле, Атласе с оловянным, вольфрамовым и молибденовым оруденением. Пегматитовые поля в связи с лейкократовыми мусковитовыми гранитами известны среди допалеозойских и кембрийских отложений; они содержат бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение, а в Мали — и литиевое; здесь заметнее проявлена и грейзенизация (так называемый Марокканско-Малийский пояс). С герцинскими гранитами в Марокко связана молибденовая (Азегур) и вольфрамовая (Курибга) минерализация.

Мадагаскарский пояс прослеживается вдоль всей осевой части острова. Руды представлены калиевыми и натро-литиевыми гранитными пегматитами с бериллом, сподуменом, колумбитом, танталитом, лепидолитом, цирконом, висмутином и другими минералами, иногда с явно наложенной грейзенизацией. Возраст пегматитов 485—600 млн. лет (Колотухина и др., 1964). Добываются берилл и колумбит (пегматитовые поля Берере, Аналалава, Малакиалина и др.).

В Западной Европе известны старейшие рудные районы Корнуола, Рудных гор, на западе Пиренейского п-ова, затем отдельные месторождения на юге Скандинавии. Более выдержанным является Западно-Пиренейский рудный пояс субмеридионального простирания, рассекающий зону герцинской складчатости. В нем объединены практически все известные здесь редкометальные районы и месторождения вольфрама и олова (Папаскеара, Боралья, Белалькасар, Винчес и др.).

С точки зрения возможного продолжения пояса к северу интересна находка бериллоносных кварц-мусковитовых грейзенов среди гранитов кольцевой интрузии Россес в северо-западной части Ирландии. Возможно, что это западная ветвь дугообразного пояса, в северной части которого находится Корнуол, на востоке — Рудные горы, Судеты, а на юге — Атласский пояс (см. рис. 166).

Значительные рудоносные пояса многометального состава имеются в Америке. Главным является Восточно-Тихоокеанский пояс, расположенный вдоль западного обрамления двух континентов; пояс можно разделить на две части — собственно Северо-Американский, или Кордильерский, и Южно-Американский — Андийский.

Кордильерский пояс на севере охватывает области герцинской, а южнее — киммерийской и альпийской складчатостей и протягива-

ется от Аляски до Юкатана на 8500 *км*; на севере он смыкается с Верхояно-Чукотским поясом. В средней части две ветви пояса огибают срединный массив плато Колорадо. Пояс сопровождается глубинными разломами системы Кордильер, интрузивными и вулкано-интрузивными поясами, сводное описание которых приводят А. Ирдли, Д. Кей и Ф. Кинг в 1959 г. В него входят многочисленные рудные районы: Сьюард, Хайдер, Салливан, Бьют, Солт-Лейк, Милл-Сити, Боулдер, Бишоп, Квеста, Томас Рейндж, Лаун-Пайн, Хиллсайд, Шипрок, Лейк Джорж, Клаймакс, Чайлд-Олдвич, Эль-Тангстена, Гуадалкасар, Белиз и др. Оруденение связано с юрскими, меловыми и третичными интрузиями гранитоидного состава (невадийская и ларамийская эпохи).

Внутри пояса П. Керр (Kerr, 1946) выделяет три вольфрамоносных зоны — Восточную, Центральную и Западную дуги; ряд зон и провинций намечает Ф. Тюрнор. Редкометальное оруденение представлено разнообразными формациями и включает молибденовое, бериллиевое, вольфрамовое, оловянное и всякого рода сопутствующее оруденение.

Андийский пояс, также достаточно протяженный, несет черты высокой мобильности в прошлом и настоящем, окаймляет западную окраину Южной Америки, занимая часть пояса альпийской складчатости, а на юге даже проникает в пределы платформы вдоль зон ее герцинской активизации. Преобладает оловянное оруденение, имеется вольфрамовое, бериллиевое и молибденовое (районы Анкаш-Либертад, Ороя, Тасна, Ллалагуа, Кальквири, Потоси, Чукикамата, Браден). Собственно грейзеновые месторождения редки, широко развиты сульфидные руды цветных металлов. Предполагается наложение магматизма и оруденения третичного времени, связанного с очагами вулканизма.

Бразильский пояс намечается по всей восточной окраине материка вдоль северо-восточной зоны активизации. Известны крупные бериллиевые, циркониевые, танталовые, оловянные, имеются и вольфрамовые месторождения (штаты Риу-Гранди-ду-Норти, Параиба, Пернамбуку, Баия, Минас-Жераис, район Боа-Виста). Славятся пегматитовые руды (натро-литиевые пегматиты) с бериллом, сподуменом, танталониобатами, известны и карбонатитовые месторождения (Баррейро, Якупиранга) с пирохлором. Зона молодой активизации прослежена и в западной части Бразильской платформы. Здесь, в районе Рондонии, с ней связаны участки турмалин-топаз-кварцевых грейзенов в гнейсах с оловянным оруденением. Возможно, что зона объединяется с Восточными Кордильерами Боливии, где известны крупные гранитные массивы триас-юрского и третичного возрастов.

В восточной части Северной Америки, в области каледонской и герцинской складчатости (штаты Нью-Брансуик, Мэн, провинция Квебек), имеется ряд рудных районов с вольфрамовым, бериллиевым и молибденовым оруденением. В областях молодой активизации платформы и здесь также возник ряд небольших рудных районов.

Из краткого обзора видно, что редкометальные пояса характеризуются комплексным составом оруденения, с наличием месторождений нескольких генетических типов. Даже в допалеозойских пегматитовых поясах Африки и Южной Америки наряду с пегматитами проявлена грейзенизация и, что особенно характерно для платформ, карбонатитовые месторождения.

Эпохи рудообразования

Главными эпохами возникновения грейзеновых месторождений являются позднегерцинская, киммерийская и альпийская. Рудогенерирующие интрузивные и вулкано-интрузивные комплексы появлялись

чаще всего на средних и поздних стадиях развития геосинклиналей, в их инверсионный период. Магматические пояса, связанные с глубинными разломами, обычно рассекают складчатые структуры и проникают даже в континентальные массивы. Зоны последующей активизации ранних складчатых поясов и платформ часто приобретают характер рифтовых и особенно хорошо выражены на Африканском континенте. Магматизм в зонах позднейшей активизации, как правило, многоактный и имеет характер ультраметаморфизма (гранитизации) с инъекциями. Оруденение часто связано с интрузиями так называемых молодых гранитов.

Активность глубинных подвижных зон под влиянием главным образом вертикальных движений вызывала в этих местах утолщения земной коры, ускоренный процесс ее роста. Как результат накопления в швах сиалических масс, последующие движения с зарождением магматических центров в коре приводили к генерации гранитоидных магм, образованию кислых интрузий и связанного с ними редкометального оруденения (Щерба, 1960_1). Именно многократная активизация в подвижных зонах способствовала петрохимической дифференциации вещества в земной коре, обособлению кислых гранитоидных магм, обогащенных летучими компонентами, в том числе фтором, хлором (вода могла мобилизоваться в областях глубинной циркуляции).

Повторяемость состава рудных элементов в различные металлогенические эпохи в пределах одних и тех же поясов, упоминавшаяся многими исследователями (Дж. Сперр, А. Ферсман, В. Эммонс, С. Смирнов, В. Смирнов, А. Бэтман, Ф. Тюрнор и др.), является результатом возникшей геохимической неоднородности земной коры и обогащения определенными компонентами ее подвижных зон в результате их тектоно-магматической и геохимической эволюции (Г. Щерба, В. Коптев-Дворников, Ю. Казицын). С течением времени геохимическая специализация все более возрастала и становилась резко дифференцированной.

Рудоносные интрузии

Средние составы гранитоидов Советского Союза, с которыми связаны редкометальные месторождения, и для сравнения — составы некоторых рудоносных гранитов зарубежных стран и средний состав мирового гранита приведены в табл. 32. Данные показывают, что рудоносные граниты мало отличаются от обычного среднего гранита по содержанию главных компонентов, в том числе и по щелочам. Специфическими чертами их состава следует признать повышенные содержания кремния и пониженные железа, магния, кальция; зато в них явно возрастают кларки редких металлов, а главное, имеются повышенные количества таких летучих компонентов, как F, Cl и B (последний в большинстве случаев заимствован из вмещающих пород), которые играют роль экстракторов оруденения. В последнее время некоторые исследователи придают им важную роль даже в формировании самих щелочных пород и аляскитов (Е. Свешникова, Данилова).

Рудоносные интрузии, по В. Коптеву-Дворникову и М. Руб, нередко обладают повышенными кларками нескольких элементов, т. е. комплексной геохимической специализацией. Эти повышенные кларки сохраняются в самих массивах[1], даже несмотря на последующие явления перекристаллизации, сопровождаемой автолизией, и метасоматоза.

[1] Основные и средние породы содержат больше акцессорных элементов, в том числе и Cl, и поэтому в ряде случаев концентрация остаточных элементов в них может быть выше, чем в гранитах. В последних сводках кларки ряда редких элементов для кислых пород завышены, по-видимому, в 1,5—2 раза (бериллий и др.).

Средние химические составы рудоносных гранитоидов по данным различных исследователей (в вес. %)

Таблица 32

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	70,18	75,21	73,55	72,50	75,03	75,90	75,24	70,12	70,32	72,33	70,80	73,2	75,29	75,15	75,94	75,52	73,25	73,12	68,66	71,26	74,14	74,58	74,21	75,86	73,64
TiO_2	0,39	0,20	0,15	0,20	0,13	0,20	0,14	0,31	0,31	0,11	0,26	0,14	0,11	0,07	0,065	0,12	0,07	0,18	0,28	0,42	0,14	0,10	0,06	0,10	0,11
Al_2O_3	14,47	13,32	14,40	12,74	13,80	12,55	13,74	15,05	14,65	13,61	15,14	14,3	13,30	12,98	13,12	13,51	13,22	14,03	16,27	14,90	13,11	13,95	15,10	12,52	12,05
Fe_2O_3	1,57	0,94	0,86	1,77	0,58	0,84	0,94	1,77	1,00	0,36	1,53	1,01	0,73	0,91	0,21	1,20	2,02	0,83	2,45	0,68	0,16	1,25	1,48	0,56	1,62
FeO	1,78	0,71	1,13	2,08	0,83	0,82	0,50	1,74	1,39	2,11	0,67	0,54	0,78	0,92	1,17	0,98	1,79	1,19	1,44	1,50	1,81	1,28	—	0,96	1,45
MnO	0,12	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02	0,09	0,07	0,03	0,05	0,02	0,02	0,00	0,14	0,053	0,05	—	0,04	0,08	0,02	0,014	0,07	След.	0,02	0,04
MgO	0,88	0,33	0,16	0,36	0,34	0,20	0,28	1,47	1,68	0,89	0,55	0,38	0,23	0,32	0,03	0,16	0,23	0,46	0,92	0,75	0,01	0,77	0,22	0,12	0,18
CaO	1,99	0,90	1,00	1,29	0,82	0,75	0,60	0,62	0,88	0,52	1,83	0,81	0,68	0,89	0,49	0,57	0,62	1,22	2,66	1,81	1,02	1,16	1,08	0,54	0,57
Na_2O	3,48	3,20	4,52	3,01	2,82	3,35	3,59	4,60	5,01	4,19	3,71	3,20	3,18	2,93	3,37	3,46	0,78	3,47	3,77	3,28	3,42	2,69	3,53	4,03	5,17
K_2O	4,11	4,11	3,21	4,06	4,00	4,70	3,97	3,53	4,83	4,08	3,96	5,00	5,19	4,64	4,82	4,74	6,03	4,43	3,86	4,37	5,30	3,53	3,87	4,72	4,39
Рудная специализация		W, Mo и др.	W, Mo	Sn, W и др.	Sn, W, Ta, Nb и др.	W, Mo, Sn и др.	W, Mo, Sn	Sn, W	Sn, W	Sn, W, Mo	Sn	Sn	Sn	Sn	Be, Mo, Sn, W	Sn, W	Be, W, Sn	Sn	Cu, Mo	W, Mo	Sn	Mo	Be	Sn, W	Nb, Ta

1 — граниты всех периодов (по Р. Дэли); 2 — Центральный Казахстан. Акчатауский комплекс (P^1), лейкократовый гранит (по Г. Щербе) 3 — Джунгария. Лепсинский комплекс (C_3—P), биотитовый гранит (по Г. Щербе и др.); 4. Джунгария. Хоргосский комплекс (Mz), лейкократовый субщелочной гранит (по Г. Щербе и др.); 5 — Калба. Калбинский комплекс (P), биотитовый гранит (по Г. Щербе); 6 — Горный Алтай. Калбинский комплекс (P). Юстыдский массив, биотитовый гранит (по Михалевой); 7 — Саяны, Вост. Монголия. Среднемезозойский лейкократовый гранит (по А. Каленову); 8 — Забайкалье. Древнекиммерийский биотитовый гранит (по И. Григорьеву и Е. Доломановой); 9 — Забайкалье. Киммерийский биотитовый гранит (по И. Григорьеву и Е. Доломановой); 10 — Забайкалье. Новокиммерийский биотитовый порфировидный гранит (по И. Григорьеву и Е. Доломановой); 11 — Приморье. Гродековский комплекс, II фаза (Pz_3), биотитовые граниты (по М. Руб); 12 — Приморье. Гродековский комплекс, III фаза (Pz_3), биотитовые граниты (по М. Руб); 13 — Приморье. Марьяновский комплекс (Cr_2), биотитовый гранит (по М. Руб); 14 — Приморье. Аляскитовые граниты восточных склонов Сихотэ-Алиня (Tr, по М. Фаворской); 15 — Северо-Восток. Аляскитовые граниты и гранит-порфиры штоков (Cr_2—Tr, по Н. Заболотной); 16 — Северо-Восток. Ларамийский магматизм (Cr_2), лейкократовые граниты (по В. Чайковскому); 17 — Северо-Восток. Верхнеюрский—нижнемеловой комплекс, биотитовые граниты (по И. Некрасову); 18 — средний состав оловоносных гранитов Колымы, Восточной Сибири, Алтая, Урала и зарубежных стран (по Поповой); 19 — Закавказье. Мегринский массив (верхний эоцен—нижний миоцен), гранит (по Меликсетяну); 20 — Сев. Кавказ. Эльджурты. Послеюрский биотитовый гранит (по Соловьеву); 21 — Средняя Азия. Позднегерцинские лейкократовые и субщелочные граниты Сарыджасского района (по М. Материкову и др.); 22 — Средняя Азия. Позднегерцинские граниты (красные) Гиссарского хребта (по Хасанову); 23 — Урал, двуслюдяной гранит (по К. Власову и Кудуковой); 24 — Африка. Нигерия. Биотитовые граниты Pz или Mz (по Джекобсону и др.); 25—Африка. Нигерия. Рибекитовые граниты Pz или Mz (по Джекобсону и Биру.)

Носителями остаточных элементов-примесей в породах являются слюды (наиболее высокие содержания) и главным образом плагиоклазы, поскольку они преобладают; щелочные полевые шпаты обеднены ими в связи с автолизией при перекристаллизации и метасоматозе; в кварце содержание элементов-примесей наименьшее, а их концентраторами являются биотит, вторичные слюды и акцессорные минералы. Интересно, что в месторождениях одного возраста, одного типа, связанных с одним комплексом гранитоидов, соотношение редких металлов в слюдах приближается к таковому в самих рудах (И. Ганеев), а с глубиной содержание всех редких элементов, а также фтора уменьшается (с 0,85 до 0,22% на глубине 450 *м*).

В табл. 33 приведены данные о содержаниях в заведомо рудоносных гранитах остаточных акцессорных элементов, в том числе и летучих. Несмотря на неполноту сведений, господство выноса из гранитоидов большинства редких элементов, их металлогеническая специализация отчетливо видны, хотя бы по сравнению с кларками. Расчеты показывают, что при переходе щелочных расплавов к кислым должно происходить обогащение газовой фазы галоидно-водородными кислотами и другими летучими соединениями фтора и хлора, поэтому грейзенизация не характерна для щелочных пород (Л. Когарко, И. Рябчиков), хотя в щелочных породах Кольского полуострова содержится фтор в количестве до 0,14%; в летучей составной части нефелиновых сиенитов воды 76%, фтора 22%, остальное приходится на бор, хлор и другие (Е. Свешникова, Данилова). В гранитах гор Стоун и Нью-Джей (США) повышено содержание H и S, содержание Cl достигает 0,05%; F 2,56% от общего количества летучих.

Для давления 1000 *атм* и температуры 600° С М. Полянский рассчитал равновесные соотношения магматических газов, среди которых резко преобладающим оказался CH_4 (96,7%).

Остаточная газонасыщенность возрастает в последовательном ряду продуктов магматической деятельности от гранитов до грейзенов. В гранитах она составляет 50—60 *см³/кг*, в пегматитах 80—90 *см³/кг* (Захарченко, 1955), а в грейзенах — значительно больше. Во включениях из пегматитов содержание газов возрастает с температурой и достигает 65%. Среди них преобладают водород, углекислота и хлор. В оловоносных гранитах Северо-Востока нередко заметно возрастает содержание бора (0,01—0,04%), в бестурмалиновых гранитах уменьшается содержание акцессорного олова (Ляхович).

Структуры рудных полей

Масштабность контроля оруденения от поясов до рудных тел все время сокращается. Если региональные структуры — глубинные подвижные зоны — контролируют размещение магматизма и рудных поясов, то отдельные интрузии, в свою очередь, контролируют размещение рудных полей, а тектонические структуры в рудных полях определяют положение отдельных рудных тел (табл. 34).

Минеральный состав

Грейзеновые тела имеют довольно разнообразную форму и неодинаковое внутреннее строение. Наиболее распространены тела жилообразной формы, затем штокверки, линзы, грибообразные, штокообразные, рубцовые, трубообразные, кольцевые и неправильные. Вместе с кварцевыми жилами они создают определенные типы структур рудных полей (см. табл. 34).

Формирование месторождений происходило в определенных физико-химических условиях среды — температур, давления, петрохимиче-

Таблица 33

Содержание некоторых остаточных акцессорных компонентов в рудоносных гранитоидах

Рудные районы	Наименование гранитоидов, их возраст	Содержание компонентов								Литературный источник
		Летучие, %			Металлогенные, г/т					
		F	Cl	B_2O_3	Sn	Mo	Be	W	Bi	
Центральный Казахстан	Акчатауский комплекс (P), лейкократовый гранит	0,6	0,01		11	32	10	24*	9	Г. Щерба и др., 1964 г
Джунгария	Лепсинский комплекс (C_3—P), биотитовый гранит				10	6	4,5		10	Тот же, 1962 г.
	Хоргосский комплекс (Mz), лейкократовый субщелочной гранит				57	6	10		7	Тот же, 1964 г.
Калба	Калбинский комплекс (P), биотитовый гранит				26		4	8		" "
Забайкалье	Древнекиммерийский комплекс, биотитовый гранит	0,05		Нет	100					И. Григорьев, Е. Доломанова, 1964 г.
	Киммерийский биотитовый гранит	0,06			100		7			Тот же
	Новокиммерийский биотитовый порфировидный гранит	0,30		0,02	10—70					" "
Бурятская АССР	Нижнемеловые (Cr) лейкократовые граниты	0,1—0,4			3	10—40		10—20		Г. Афанасьев, 1964 г.
Восточная Монголия	Раннемезозойские лейкократовые граниты	0,03—0,07	0,08		200					А. Каленов, 1962 г.
Приморье	Гродековский комплекс II фаза (Pz_3), биотитовый гранит	0,03		0,01	300		5			М. Руб, 1960 г.
	Гродековский комплекс III фаза (Pz_3), биотитовый гранит	0,05		0,03			7			То же

Сихотэ-Алинь	Верхнемеловые—третичные аляскитовые граниты I	0,18					5			Н. Заболотная, 1964 г.
	Верхнемеловые—третичные аляскитовые граниты II	0,18					8			Тот же
Северо-Восток	Колымский магматический комплекс (J—Cr), лейкократовый гранит			0,02	12					И. Некрасов, 1965 г.
	Янский комплекс малых интрузий (Cr_2—Pg)			0,03	15					Тот же
Верхояно-Чукотская складчатая область	Верхнемеловые оловоносные гранитоиды турмалинсодержащие			0,01	45					Ляхович, 1965 г.
	Те же гранитоиды бестурмалиновые			0,0002	6					Тот же
Чукотка	Верхнемеловые оловоносные граниты			0,03	17					С. Лугов, 1964 г.
Закавказье	Эоцен-миоценовый Мегринский массив, гранит III комплекса				10	6		30		Меликсетян, 1964 г.
Сев. Кавказ	Аляскитовые и двуслюдяные граниты Главного хребта					10				Л. Таусон, 1961 г.
Урал	Мурзинский биотитовый гранит	0,00		0,02			2,5—7		5	К. Власов, Кудукова, 1960 г.
Африка (Нигерия)	Биотитовые граниты (Pz или Mz)	0,19	0,02							Джекобсон и др., 1958 г.
	Рибекитовые граниты (Pz или Mz)	0,41	0,03							Тот же
Кларки для гранитов (1962 г.)		0,08		0,015	3	1,2	5,5	1,5	0,02	

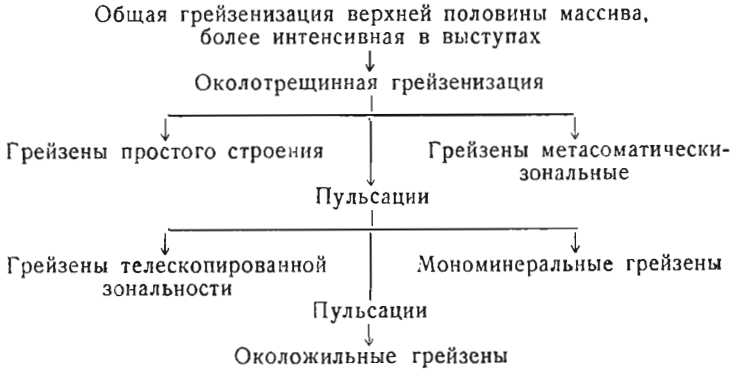
Примечание. Звездочкой отмечены данные, требующие уточнения; незаполненные графы—данные отсутствуют.

Таблица 34

Структуры рудных полей грейзеновых месторождений

Типы рудных полей	Происхождение структур	Способ образования руд
	Внутриинтрузивная зона	
Купольные	Интрузивное	Замещение
Брекчиевые	Эксплозивные брекчии	Замещение и отложение в полостях
	Тектонические брекчии	То же
Трещинные жильные		
Сводовые	Отслоение при охлаждении	„ „
Кольцевые и радиальные	Проседания при охлаждении	„ „
Параллельные	Экзокинетические трещины	„ „
Пересекающиеся	То же	„ „
Линейные кулисные	„ „	„ „
Линейные параллельные	„ „	„ „
Штокверки	Проседания при охлаждении, эксплозии	„ „
	Надинтрузивная зона	
Трещинные жильные		
Штокверки	Зоны проседания над куполами	Отложение в полостях, менее — замещение
Кольцевые	Зоны по периферии куполов	То же
Параллельные	Экзокинетические трещины	„ „
Пересекающиеся	То же	„ „
Неправильные	Трещины отрыва	„ „
Кальдерные	То же	Замещение, менее отложение
Параллельно-линзовые	Меж- и внутрипластовые отслоения	То же
Параллельно-пластовые	Литологически благоприятные горизонты	Замещение
Дайковые	Интрузивное	То же
Трубообразные	Пересечение трещин	„ „
	Жерла эксплозивные, некки	
Неправильные	Совмещение различных структур	Замещение и отложение
Вулканокупольные	Вулкано-тектоническое	То же

ского состава вмещающих пород. Постмагматические процессы развивались как закономерное следствие проникновения гранитоидной интрузии в верхнюю часть земной коры, в иные термодинамические условия. Грейзенизация следовала за ранней щелочной стадией автометасоматоза и представляла собой процесс кислотного выщелачивания (Коржинский, 1960). Общий ход ее имел следующий вид:



В зависимости от состава воздействовавших растворов и исходных пород, а также полноты процесса, по данным ряда исследователей (И. Григорьев, И. Говоров, В. Дмитриевский, О. Левицкий, Н. Наковник, М. Руб, Ф. Чухров, Г. Щерба и др.), выделены минеральные фации грейзенов (табл. 35).

В алюмосиликатных породах главными минералами грейзенов являются: кварц, мусковит, флюорит, топаз, турмалин, реже полевые шпаты; рудные — вольфрамит, шеелит, касситерит, молибденит, берилл, гельвин, циркон, монацит, колумбит. В карбонатных породах — флюорит, топаз, турмалин, эфесит, мусковит, шеелит, молибдошеелит, молибденит, касситерит, фенакит, бертрандит, скаполит, диаспор, кальцит, гранаты. В основных и ультраосновных породах — кварц, турмалин, вольфрамит, шеелит, касситерит, молибденит, изумруд, хризоберилл, амфибол, биотит, хлорит, флогопит, маргарит. В субщелочных породах — кварц, альбит, адуляр, мусковит, топаз, флюорит, турмалин, фенакит, берилл, хризоберилл, циркон, ортит, колумбит, пирохлор, монацит. Сульфиды железа, меди, мышьяка, цинка, свинца встречаются во всех фациях.

Химический состав фаций грейзенов представлен в табл. 36.

Состав жил, залегающих внутри грейзенов, подвержен меньшим колебаниям, здесь резко преобладает кварц (до 95%), остальную часть образуют адуляр, плагиоклаз, мусковит, топаз, флюорит, турмалин и рудные компоненты. В телах выполнения распределение рудных минералов гнездовое, неравномерное, а в жилах замещения — вкрапленное, более равномерное. Формы жильных тел довольно разнообразны и охарактеризованы в сводке Ф. Шахова (1964). Внутреннее строение грейзеновых тел не всегда бывает однородным, помимо обычной метасоматической зональности отмечается еще и телескопированная, характерная для жилообразных грейзенов, приуроченных к мобильным системам трещин. В общем виде, по наблюдениям в Центральном Казахстане, разделение грейзенов по строению имеет такой вид (Г. Щерба, В. Гукова и др.):



Зональность грейзеновых тел описана многими исследователями (О. Левицкий, Д. Коржинский, Ф. Чухров, Г. Щерба, И. Григорьев, Н. Наковник, В. Дмитриевский, А. Каленов, В. Гукова, Г. Туговик). Наиболее обычные схемы зональности в алюмосиликатных породах представлены на рис. 172. Несколько иной характер они приобретают в карбонатных, железо-магнезиальных породах (рис. 173), хотя сохраняется та же тенденция к созданию мономинеральных тел в центре.

Текстуры грейзенов — массивные, пористые, либо с той или иной ролью унаследованности — полосчатые, слоистые, пятнистые, брекчиевидные. Структуры разнообразны и также несут черты унаследованности — грано-порфиро-гетеробластовые, лепидобластовые, гломеробластовые и др.

Рудные минералы образуют в грейзенах вкрапленность, гнезда, отдельные сростки, полосы, друзовые скопления на стенках трещин и, наконец, прожилки. Оруденение здесь более равномерное по сравнению с последующими кварцевыми жилами. Оно появляется на средней

Таблица 35

Состав минеральных фаций грейзенов и экзогрейзенов

Наименование грейзенов	Количество минералов (главным образом новообразованных), %									
	Основные					Второстепенные				
	Кварц	Мусковит и светлые слюды	Топаз	Флюорит	Турмалин	Диаспор	Биотит	Микроклин Альбит	Гематит	Сульфиды
По алюмосиликатным породам										
Грейзенизированные граниты	30—40	10—15	1	1—5						1—3
Кварц-мусковитовые	40—50	30—40	1	1—5						2—4
Мусковит-кварцевые	60—80	10—30	1—5	1—3						2—4
Кварцевые	90—95	1—5	1	1—2						1—4
Топаз-кварцевые	70—90	1—5	5—20	1—6						2
Мусковитовые	10—20	70—90		3—5						3—5
Турмалин-кварцевые	70—80				20—30					3—5
Топазовые	5—20		80—95							1
Биотит-кварцевые	80—90	5—10					5—10			3—5
Гематит-кварцевые	80—90	5—10							10—15	1
Альбит-мусковит-кварцевые	70—80	5—10	1—3					10—15		3—5
По карбонатным породам										
Слюдяно-флюоритовые	1—3	25—40	1	55—75	1—5	1—10				1—3
Топаз-флюоритовые	1—3	5—10	20—40	40—60	3—5					1—3
Турмалин-флюоритовые	5—10	5—10		30—50	20—30					3—10
Микроклин-флюоритовые	5—10	3—50		30—40	5—10			20—30		3—10
По основным породам										
Флогопитовый слюдит	3			5	Флогопит 55—80		Эпидот 10—30			
Маргарит-флогопитовый слюдит				10	Маргарит+ +флогопит 90					
Плагиоклазит				Включения, прожилки			Андезин 60	Клинохлор 30		

Средние химические составы грейзенов
(в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	72,20	63,44	75,105	76,32	89,36	82,80	35,40	54,88	44,60	54,70	10,28	35,78	47,08	40,85	34,00
TiO_2	0,29	0,21	0,26	0,36	0,12	0,24	0,47	0,23	0,13	0,10	Следы	Следы	0,09	0,05	1,50
Al_2O_3	13,15	21,70	12,36	8,65	2,10	4,88	23,80	21,31	33,68	15,85	9,69	45,90	31,80	23,40	18,50
Fe_2O_3	2,71	1,42	1,45	0,93	1,05	6,00	16,28	5,21	1,13	1,52	1,72	0,34	1,17	0,32	0,70
FeO	0,94	0,28	0,48	2,78	1,03	0,17	4,52	2,16	0,14	0,30	2,96	—	0,55	5,20	6,70
MnO	0,09		0,35	0,17	0,54	0,02	0,08	0,01	—	Следы	0,34	—	—	—	—
MgO	0,62	0,64	0,71	0,66	0,66	0,49	6,04	0,54	0,19	1,12	0,38	0,13	2,92	7,98	12,70
CaO	1,21	0,44	1,30	2,57	1,67	0,50	1,48	1,56	8,63	12,55	42,69	2,44	2,02	14,29	9,80
Na_2O	2,66	1,17	0,88	0,52	0,30	0,42	0,87	1,59	0,81	1,18	0,20	4,26	0,08	0,90	1,00
K_2O	2,71	6,14	2,33	0,29	1,82	0,07	0,03	7,20	2,81	1,15	2,90	4,11	10,90	0,98	6,70
P_2O_5	0,13	0,05	0,16	0,14	—	0,11	0,25	0,80	0,17	0,04	0,01	—	0,04	0,08	0,50
H_2O^-	0,12	2,07	0,61	0,14	0,15	0,12	0,01	0,32	0,10	—	—	0,12	—	—	—
H_2O^+	1,505	—	0,76	0,80		0,74	0,73	1,10	—	—	—	5,22	—	—	—
F	1,08	—	2,03	3,30	—	0,15	—	—	—	6,05	27,80	0,40	—	Следы	3,00
Cl	0,41	—	0,34	0,42	—	0,21	—	—	—	—					
CO_2	0,10	—	0,15	—	—	—	—	—	—						
SO_3	—	—	0,08	—	—	—	—	Не обн.	0,66						
B_2O_3	—	—	—	—	—	3,25	8,84	—	—			0,24			
П. п. п.	1,03	4,58	1,41	1,03	0,95	0,40	—	3,74	6,92	5,22			5	6,13	5,00

Грейзены по породам гранитоидного состава: 1 — грейзенизированный гранит (Акчатау, Байназер); 2 — кварц-мусковитый (Куу); 3 — мусковит-кварцевый (Акчатау); 4 — топаз-кварцевый (Акчатау, Байназар); 5 — кварцевый (Акчатау, Дарат); 6 — турмалин-кварцевый (Акчатау); 7 — турмалиновый (Акчатау); 8 — мусковитовый (Акчатау); 9 — топазовый (Джанет); 10 — флюорит-слюдяной (Дегеленский массив). Грейзены по карбонатным породам: 11 — слюдяно-флюоритовый (Карагайлы-Актас); 12 — слюдитовый. Грейзены по основным и ультраосновным породам: 13 — мусковитовый слюдит; 14 — плагиоклазит; 15 — маргарит-флогопитовый слюдит.

Примечание. При подсчете средних составов грейзенов были использованы анализы из работ Г. Щербы, В. Гуковой, К. Мухли, Мальковой, Пинуса, Крылова, Шевченко, Ф. Чухрова, Шлайн, Кроля, М. Георгиевской, И. Говорова и А. Шерстюк (1946—1964 гг.).

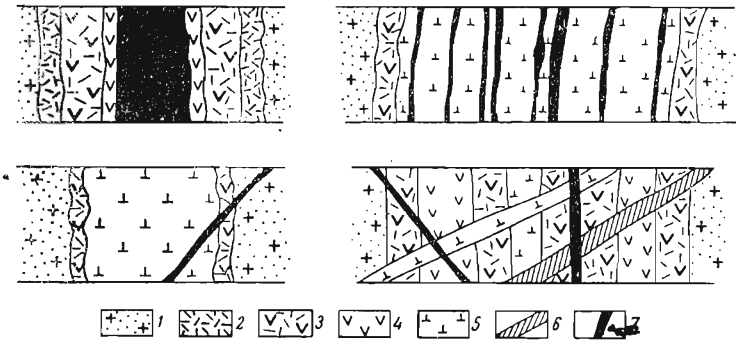


Рис. 172. Примеры метасоматической и телескопированной зональности в телах грейзенов с комплексным оруденением

1 — грейзенизированный гранит; *2* — кварц-слюдяной грейзен; *3* — слюдяно-кварцевый грейзен; *4* — кварцевый грейзен; *5* — топаз-кварцевый грейзен; *6* — мусковитовый грейзен; *7* — жильный кварц

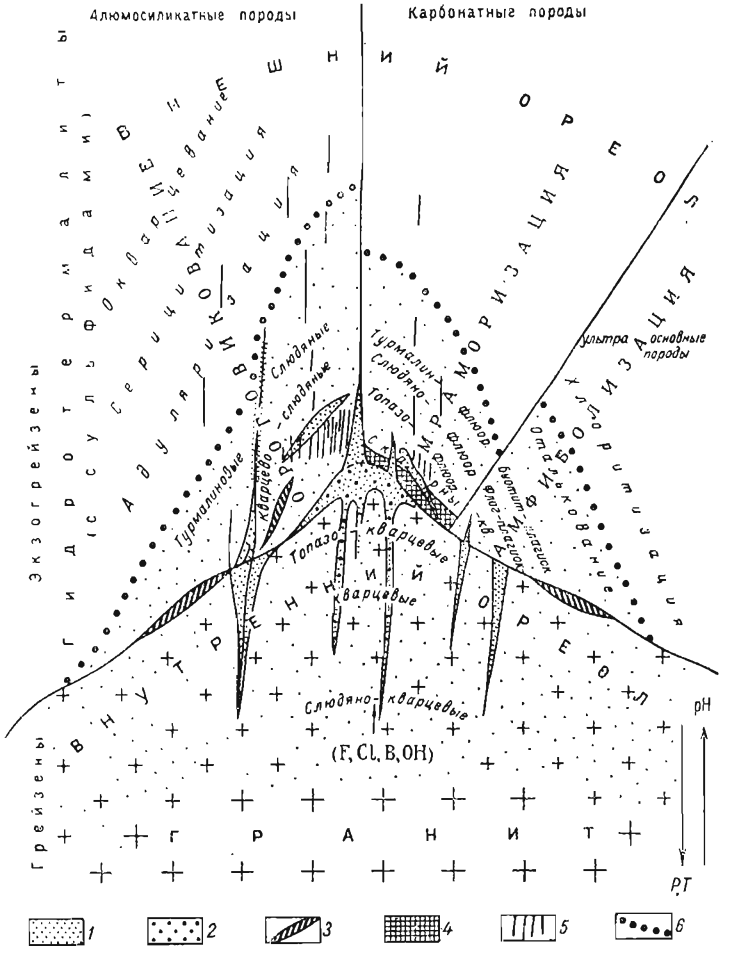


Рис. 173. Схема ореола грейзенизации

1 — грейзенизация; *2* — грейзены; *3* — пегматиты; *4* — скарны; *5* — кварцевые жилы и штокверки; *6* — верхняя граница области грейзенизации

и поздней стадиях процесса, тогда как начальная грейзенизация (период экстракции) обычно не сопровождается оруденением. Во внешней части рудного ореола по трещинам образуются кварцево-жильные тела и зоны гидротермальных метасоматитов, которые в нижних частях содержат редкометальное оруденение, а в верхних — сульфиды меди, цинка, свинца, карбонаты, цеолиты (рис. 174).

В рудном ореоле, формирование которого почти во всех известных автору случаях носит черты многоактности, наблюдается совмещенная зональность, показанная в самом общем виде на рис. 173. В нижней части развивается редкоземельное, циркониевое и тантал-ниобиевое оруденение, в средней — молибден-олово-бериллий-вольфрамовое, а в верхней — свинец-цинк-медное. Случаи обратной зональности сравнительно редки и связаны с наложением более поздних низкотемпературных генераций. Распределение оруденения в рудных телах относительно неравномерное, однако, совмещаясь в сложных телах грейзенов, в штокверках оно приобретает более устойчивые концентрации. В качестве примера можно привести ряд иллюстраций (рис. 175—177).

Типоморфизм и состав минералов в метасоматитах по сравнению с кварцевыми жилами выполнения отличаются большей сложностью, естественно, обусловленной гетерогенным влиянием среды.

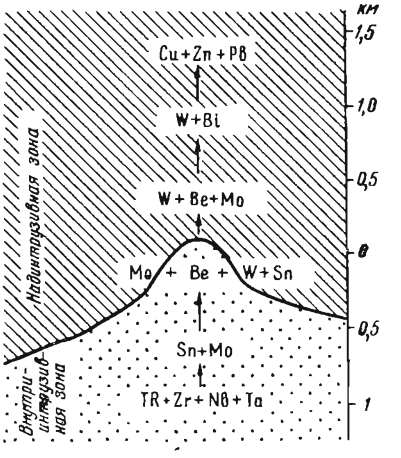


Рис. 174. Схема распределения комплексного оруденения в системе интрузив — надинтрузивная зона

Последовательное развитие процесса грейзенизации с наложением его на ранее измененные породы приводит к рядам грейзеновых фаций, наблюдающимся иногда в пределах одних и тех же тел со сложной зональностью.

В алюмосиликатных породах

Грейзенизированный гранит → Мусковит-кварцевый грейзен → Кварцевый грейзен → Топаз-кварцевый грейзен → Топазовый грейзен →

→ Мусковитовый грейзен → Турмалин (гематит)-кварцевый грейзен → → Кварцевая жила

В ультраосновных и основных породах

Хлоритизированный и отальк-ованный амфиболит (серпентинит) → Маргарит-флогопитовая Актинолит-флогопитовая зона → Кварц-плагиоклазовая зона → Кварц-мусковитовая зона

В карбонатных породах

Мраморизованные и скарнированные породы → Слюдяно-флюоритовые породы → Топазо-флюоритовые породы → Микроклин (турмалин)-флюоритовые породы → Сульфидно-кварц-флюоритовые породы

Как видно из приведенных рядов, начальные стадии процесса в гранитах характерны кислотным выщелачиванием, затем наблюдается нарастание этого явления вплоть до возникновения мономине-

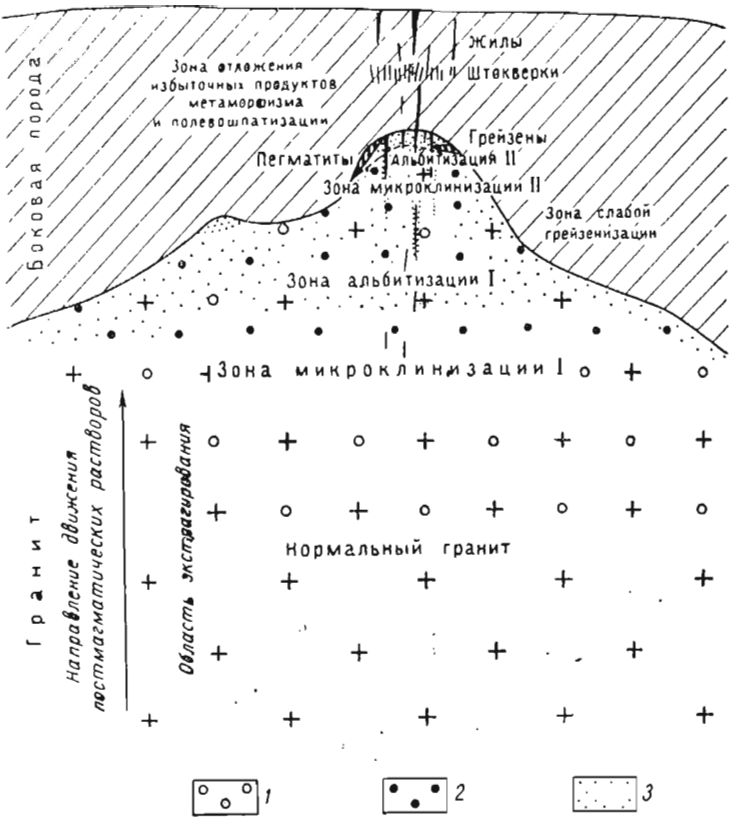


Рис. 175. Общая схема автометаморфической зональности в застывающей интрузии

1 — микроклинизация; *2* — альбитизация; *3* — грейзенизация

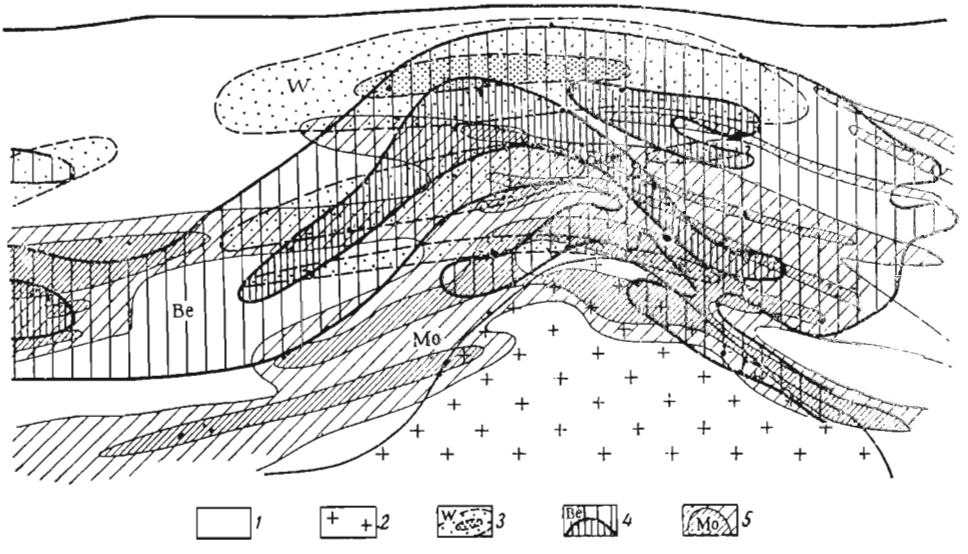


Рис. 176. Распределение оруденения в надинтрузивном штокверке

1 — вмещающие породы; *2* — рудоносный массив гранитов; *3—5* — зоны повышенных содержаний вольфрама, бериллия, молибдена

ральных метасоматитов; в дальнейшем происходит заметное повышение щелочности и переотложение избыточных компонентов, накопившихся в результате выщелачивания из пород. Более контрастен процесс во внешней зоне. В основных и ультраосновных породах наряду с биметасоматозом начинается «очищение» породы, сопровождаемое выносом железа и кальция, и уже потом фтор-калиевый метасоматоз. Накопление в растворах, продолжавших поступать из гранитов, кремния, щелочей и возрастание потенциалов кальция обусловило формирование кварц-плагиоклазовых и кварц-мусковитовых пород (грейзены «линии скрещения»; Власов, 1957). В карбонатных породах нейтрализация кислых грейзенизирующих растворов наступала еще быстрее, благодаря чему ореолы грейзенизации уже, чем в силикатных породах, процесс еще быстрее приобретал характер щелочного воздействия (слюдяно-флюоритовые породы). Общая схема зональности в разных породах изображена на рис. 173.

Привнос рудных компонентов (Sn, W, Be, Li, Mo, As, Bi и др.) в начальные стадии грейзенизации был довольно слабым (опережающая волна кислотности), и только к концу кислотной стадии в грейзенах начали отлагаться касситерит, вольфрамит, молибденит и другие рудные минералы. Отложение их продолжалось и позднее, при формировании кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, и закончилось при образовании кварц-сульфидных жил, за которыми следовали безрудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы. При усилении кислотной стадии наблюдался даже вынос рудных компо-

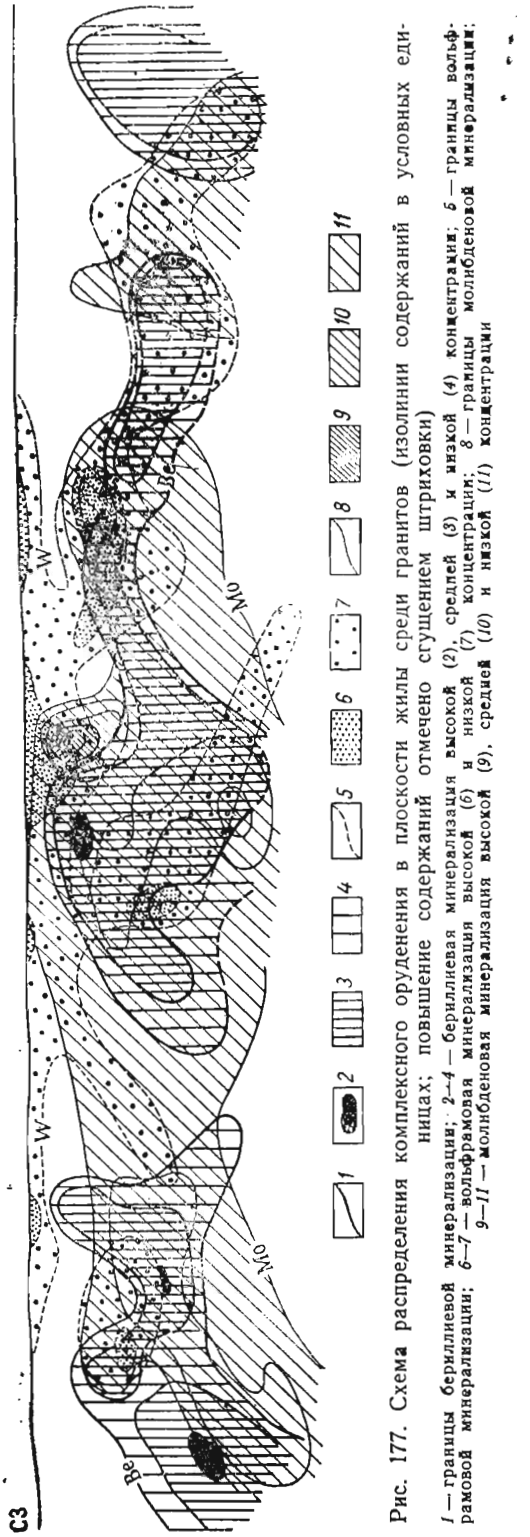


Рис. 177. Схема распределения комплексного оруденения в плоскости жилы среди гранитов (изолинии содержаний в условных единицах; повышение содержаний отмечено сгущением штриховки)

1 — границы бериллиевой минерализации; *2—4* — бериллиевая минерализация высокой (*2*), средней (*3*) и низкой (*4*) концентрации; *5* — границы вольфрамовой минерализации; *6—7* — вольфрамовая минерализация высокой (*6*) и низкой (*7*) концентрации; *8* — границы молибденовой минерализации; *9—11* — молибденовая минерализация высокой (*9*), средней (*10*) и низкой (*11*) концентрации

нентов из грейзенов. Распределение прожилков относительно интрузива показано на рис. 178.

В ультраосновных и карбонатных породах рудоотложение происходило несколько раньше, с момента отчетливого развития щелочного процесса. Вместо берилла чаще всего образовывались фенакит и хризо-

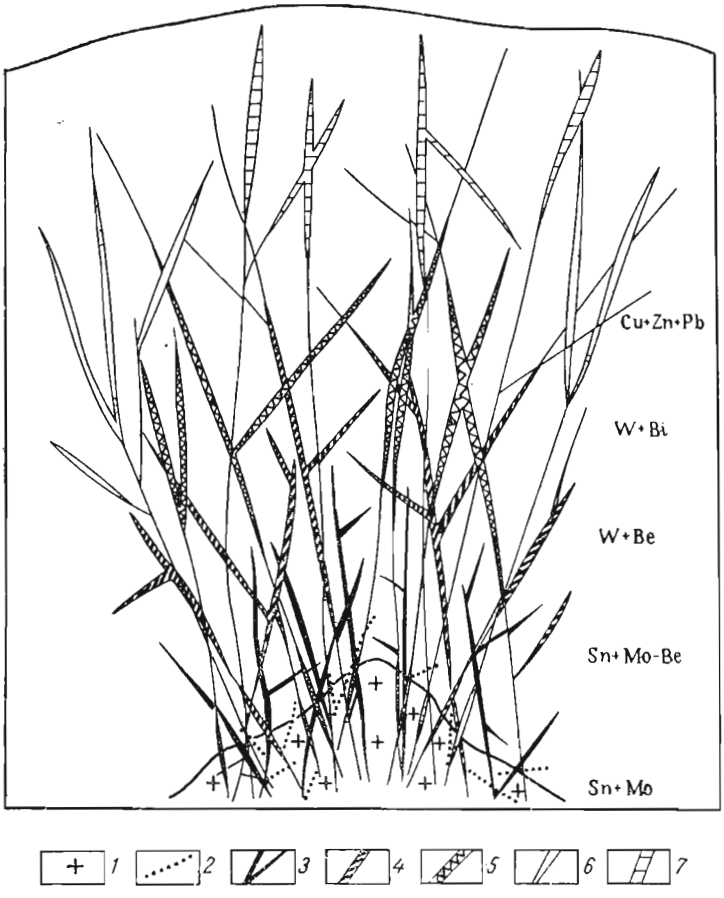


Рис. 178. Схема распространения различных генераций прожилков в штокверке над выступом интрузии (Казахстан)

1 — граниты; *2* — кварц-молибденитовые прожилки метасоматические; *3* — рудные кварц-калишпатовые прожилки выполнения; *4* — кварц-молибденитовые прожилки друзовидные; *5* — кварц-вольфрамитовые прожилки друзовые; *6* — кварц-сульфидные прожилки; *7* — послерудные кварцевые прожилки, шестоватые (I рода) и друзовые, карбонатные, цеолитовые. Мощности прожилков увеличены

берилл. Олово, вольфрам и молибден несколько теснее ассоциировались с топазом, мусковитом, кварцем в околоконтактовых зонах скарнирования. Как отмечают многие исследователи (М. Георгиевская, И. Говоров, Косалс и др.), грейзенизация часто приводит к полному разложению скарнов с образованием слюдяно-флюоритовых и слюдяных экзогрейзенов и расположенных в них кварцево-жильных штокверков. Во всех рассмотренных примерах процесс чаще всего был прерывистым, пульсирующим.

В гранитоидах при образовании грейзенов происходило последовательное замещение минералов породы от ранних фаций грейзенов к более поздним.

Биотит ⟶ хлорит + магнетит ⟶ мусковит I + пирит
Плагиоклаз ⟶ серицит ⟶ мусковит II + флюорит + альбит
Калишпат ⟶ альбит + кварц + мусковит ⟶ мусковит III + кварц
Кварц ⟶ кварц мелкозернистый, метасоматический ⟶ кварц крупнозернистый, перекристаллизованный
Ильменит ⟶ рутил + пирит

Мусковит I
Мусковит II ⟶ Топаз ⟶ Кварц
Мусковит III Кварц

При образовании еще более поздних мономинеральных фаций грейзенов (топазовой, мусковитовой, кварцевой, турмалиновой) одним, реже двумя минералами замещались все предыдущие. Если на ранних стадиях грейзенизации преобладало выщелачивание, то на последующих — переотложение. Рудная минерализация в виде вкраплений и сростков появлялась в грейзенах на стадии развития мусковита и обычно также многократно, с коррозией рудных и жильных минералов.

В боковых скарнах при грейзенизации происходило замещение гранатов, пироксенов, везувиана, волластонита и кальцита амфиболом, флогопитом — эпидотом — флюоритом — топазом — диаспором, флюоритом — мусковитом (эфеситом), адуляром, кварцем, сульфидами. В ультраосновных породах происходило замещение оливина, пироксена, амфибола серпентином — флогопитом — хлоритом — тальком, тремолитом, затем флогопитом — плагиоклазом, маргаритом — флогопитом, флюоритом, мусковитом, кварцем.

Как показали исследования (Кудряшов, Г. Щерба и др.), существенным образом преобразуются и поздние калишпаты.

К - ортоклаз ⟶ К - анортоклаз ⟶ К - микроклин (решетчатый)
(конечные продукты преобразования или протокристаллизации)

↓

Оптически моноклинный адуляр — Адуляризация

↓

Промежуточный адуляр

↓

Оптически триклинный адуляр (нерешетчатый микроклин) — Микроклинизация III

Следовательно, поздняя щелочная стадия может быть изучена не только по парагенетическим ассоциациям минералов, но и по характеру изменений основных рудосоставляющих минералов, к которым относятся кварц, полевые калишпаты, слюды, топаз, хлорит и др.

Грейзены и жилы

Метасоматоз периода грейзенизации и обменное взаимодействие растворов с алюмосиликатными породами способствовали накоплению в остаточных растворах кремния, щелочей, кальция, железа и других рудных компонентов.

Поскольку деформация пород в связи с застыванием рудолокализующего блока, либо под влиянием внешних воздействий были прерывистыми, то на общем фоне падения температуры и давления формировались многочисленные жильные генерации (до 20—25 в штокверках). В штокверковых месторождениях Казахстана среди алюмосиликатных пород задокументирована следующая общая последовательность формирования прожилков в рудную стадию.

1. Кварц-молибденитовые метасоматические
2. Молибденитовые
3. Кварц-топазовые со слабой грейзенизацией
4. Кварц-касситеритовые (не везде)
5. Калишпатовые (адуляровые)
6. Кварц-калишпатовые со слабой рудной минерализацией
7. Калишпат-кварцевые с комплексным оруденением, со слабой боковой грейзенизацией и адуляризацией
8. Кварц-молибденитовые (изредка метасоматические)

Внутрирудная дайковая серия (граниты, гранит-аплиты), связанная с незастывшими центрами, либо отдельными интрузивными фазами

9. Кварц-мусковитовые
10. Кварц-вольфрамитовые с разнообразным оруденением и с грейзенизацией по бокам
11. Молибденитовые
12. Калишпатовые с кварцем и сульфидами Fe, Cu, Zn, Pb, As
13. Кварц-сульфидные жилы и прожилки

Послерудная серия включает прожилки кварцевые с пиритом, кварц-серицитовые, кварц-флюоритовые, кварц-карбонатные, цеолитовые и ангидритовые (гипсовые).

В жильных месторождениях образуется значительное меньшее число последовательных генераций (5—6), хотя отдельные жилы также могут быть многократными, благодаря повторным раскрытиям трещин (О. Левицкий, А. Бетехтин, В. Барабанов, Еловских, Онтоев, А. Щеглов, Флеров, Ф. Шахов и др.).

При замкнутости трещин грейзенизация постепенно сменяется образованием метасоматических жил с равномерно рассеянным мелковкрапленным оруденением. Как видно из приведенного перечня, такие жилы формируются позже, и их структурно-текстурные особенности заметно отличаются от тел выполнения, поэтому нельзя согласиться с попытками их параллелизации (Рундквист, 1964). Разумеется, в сложных динамических условиях трещинообразования всегда могли создаваться и промежуточные типы, когда метасоматическая жила переходила в жилу выполнения вследствие раскрытия трещины или, наоборот, в жилу замещения — при ее смыкании.

Внезапное раскрытие трещин в отдельных местах, даже в середине жилообразования, вызывало отделение летучих и вспышки околожильной грейзенизации. Серия последовательных жил выполнения и замещения в редкометальных месторождениях возникает только в случае предшествующего развития грейзенизации. Появление рудных жил является следствием грейзенизации и потому жилы образуются в общем случае позже грейзенизации, вслед за ней (Щерба, 1960_2).

В породах контрастного состава вследствие резкого снижения активности растворов и влияния петрохимического фильтра (Рундквист, 1964) серия жильных генераций обычно укорачивается.

Общая эволюция послемагматических процессов в разных породах представлена ниже в табл. 38. Важно отметить, что с течением времени масштабы процессов в их объемном и количественном выражении сокращаются, а сами они локализуются по отдельным трещинным путям.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Известная приближенность представлений о физико-химических параметрах грейзенизации и цепи связанных с нею явлений обусловлена тем, что мы располагаем только продуктами довольно различных по своей природе процессов, происходивших в неравновесных условиях. Кроме того, эти продукты испытали воздействие более поздних низкотемпературных растворов. Правда, в отдельных случаях мы встречаемся

с результатами, зафиксированными на разных стадиях процесса, в разных условиях и различных средах; в породах и минералах иногда сохраняются реликтовые системы в виде газовых, газово-жидких и полифазных включений, дающих представление о составе и характере растворов на стадии образования того или иного минерала.

Растворы, приходя в соприкосновение с породами, представляли собой две резко неравновесные фазы системы. Сущность явлений заключается в стремлении к уравновешиванию в системе порода — раствор, которое так никогда и не достигалось. Менялись и термодинамические условия, существенно влиявшие на весь ход процесса, замещение сменилось отложением в трещинах остаточных продуктов. Помимо геологических, геохимических, минералогических данных, имеются и некоторые экспериментальные исследования, позволяющие в своей совокупности приблизиться к пониманию условий процесса.

Среда грейзенообразования

Грейзены располагаются в апикальных частях гранитных массивов, а экзогрейзены — в их экзоконтактах, в надинтрузивных блоках. Нарастание грейзенизации происходило от внутренних частей интрузивов к их наиболее выступающим апикальным частям. Во внешней ореольной зоне экзоконтактов интрузивов грейзенизация распространялась от выступов в боковые породы, с общей тенденцией ослабления по мере удаления, с локализацией вдоль трещинных растворопроводящих путей, благоприятных для замещения горизонтов. Затем происходила смена грейзенов разнообразными гидротермалитами.

Грейзенизация обычно накладывалась на контактово-метаморфизованные породы. Алюмосиликатные породы ко времени грейзенизации были ороговикованы, карбонатные — мраморизованы, скарнированы; ультраосновные породы уже испытали амфиболизацию, затем проявлялись биотитизация и фельдшпатизация. Общая схема распределения грейзеновых фаций изображена на рис. 173.

Наиболее благоприятны для грейзенообразования те породы, которые, обладая достаточной пористостью, имеют алюмосиликатный состав. Намечается такой ряд: граниты → жильные гранитные породы → кислые вулканиты → песчаники → сланцы → ультраосновные породы, скарны, известняки. Связывание фтора с кальцием в карбонатных породах резко снижало активность растворов, тогда как в гранитах она сохранялась более длительное время, ибо для нейтрализации фтора необходимо было предварительное разложение алюмосиликатов.

Глубина и давление

Литостатическое давление на глубинах 5—1 *км* колеблется от 1300 до 250 *кг/см*^{2}. Принимая во внимание наличие в породах связанной системы пор, насыщенных водой, можно считать, что гидростатическое давление значительно меньшее. На всем этом диапазоне глубин известны грейзены и руды. Для наиболее оптимального интервала глубин 2—4 *км* не установлено наличие какой-либо существенной разницы в составе грейзенов и характере минерализации в зависимости от глубинности, хотя для глубоких отмечается бóльшая выдержанность. Только в общем случае можно говорить о зависимости давления от глубины. Подробный обзор литературы по этому вопросу приведен В. Барабановым (1961).

В динамической рудообразующей системе давление может быть иным, не гидростатическим, и потому более важное значение имеют непосредственные замеры давления по остаточным включениям, которые

пока весьма малочисленны (Калюжный; Ермаков, 1950; Леммлейн, Клевцов, Грушкин и др.). А. Захарченко (1955) определял давление по суммарному парциальному давлению паров воды, газа, солей в момент гомогенизации полифазных включений (методы В. Калюжного; Кормушина, 1962 г.) из кварца в пегматитах рудоносного Каибского массива (Юго-Западное Прибалхашье) и получил 1082—1229 *атм*, что в 1,5—2 раза превышает литостатическое; в других районах давление по замерам достигало 2000 *атм*; на этом же уровне в массиве имеется и грейзеновое оруденение.

Для кварца из месторождений Южного Урала, образовавшихся при температуре 550—470° С, давление определено в 200—2500 *атм* (Клевцов, Леммлейн, 1958 г.), для Березовского месторождения 585—600 *атм* (Л. Колтун), для кварцев Улутау 650—700 *атм* (Мязь).

Понижение давления резко уменьшает растворимость соединений и является одной из важных причин минералообразования. Зависимость растворимости от давления экспериментально установлена уже давно и для кремнезема данные приведены во многих работах (Хитаров, 1957; Kennedy, 1950 и др.). Важно и то, что для близких генераций минералов устанавливается различное давление, что указывает на его перепады при минералообразовании. Даже для одного и того же кристалла кварца устанавливается различное давление при его росте: в центре 650 ± ±50 *атм*, в средней зоне 350±40 *атм*, в наружной 270±30 *атм* (Сухорский). Перепады давления, по В. Барабанову (1961), отмечаются возникновением полиминеральных «присыпок» на гранях растущих кристаллов, благодаря снижению растворимости других компонентов в связи с падением давления.

В. Барабанов (1961) и Ю. Долгов высказали предположение об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов, устремлявшихся в полости при трещинообразовании, достигавшие суммарно 6—7,5% от объема закристаллизованного массива. Давление в полостях первоначально было резко пониженным, заполнение их минеральным веществом предполагается только за счет боковых пород. Процесс этот, конечно, имел место в момент раскрытия трещин, однако отрицание многократности самого трещинообразования и пульсационного поступления растворов геологически не оправдано.

Снижение давления оказалось главным фактором перехода надкритических флюидов в пневматолит-гидротермальные, сопровождавшимся отделением значительной части газовой фазы (вскипание).

Эти примеры указывают на значительную роль изменения давления при образовании грейзеновых месторождений. Само давление в растворах было достаточно высоким (1200—500 *атм*) и обычно выше гидростатического.

Температура

Внедрение магм в верхние структурные оболочки земной коры создавало аномальные температурные поля, характер которых поддается расчету. Эти расчеты выполнены рядом исследователей (Т. Лавринг, Е. Ларсен, Грейтон, Д. Казанли, Барт и др.). Составлены очень удобные графики времени и температуры для интрузий разных размеров и различной формы. Основой их составления является математическое выражение для температурного поля бесконечной плиты в безграничном пространстве, которое, по данным перечисленных исследователей, имеет следующий вид:

$$T=\frac{T_0}{2}\left[\Phi\left(\frac{a-x}{2a\sqrt{t}}\right)+\Phi\left(\frac{a+x}{2a\sqrt{t}}\right)\right];\quad \Phi(Z)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^Z e^{-x^2}dx;\quad a^2=\frac{k}{c\rho},$$

где T_0—начальная температура;
k—теплопроводность $= 410^{-3}$;
c—теплоемкость $= 0{,}3$;
ρ—плотность $= 2{,}5$;
$2a$—мощность плиты;
x—расстояние от осевой плоскости;
t—время от начала момента внедрения.

Допускается, что интрузив и окружающие породы имеют одинаковые константы k, c, ρ.

Проведенные расчеты показали, что время застывания средних по размерам интрузий на глубинах 3—4 *км* с начальной температурой 1000—1200° С составляет сотни тысяч лет. На расстоянии 0,7 *км* вверх от интрузии температуры достигают 300° С через 60—100 тыс. лет. На самом контакте они приближаются к температурам расплава, а на небольшом удалении от него соответствуют только половине его температуры. Тепловой поток сначала возрастает, а затем снижается. Именно в этом температурном поле и совершались процессы рудообразования, длительность которых в общем определялась временем застывания интрузии до 200° С и сохранения теплового потока.

Внутри температурного поля возникали свои аномальные локальные зоны, связанные с потоком разогретых растворов, продвигавшихся из глубоких областей с более высокими P и T в области вне интрузива с более низкими P и T. Наиболее высокие градиенты — над выступами интрузивов, где одновременно усиливалось и трещинообразование, нарушали экраны, и потому именно здесь концентрировались главные потоки растворов («стволовая зона фильтрующейся термогидроколонны»; Поспелов, 1963). Температуры растворов были выше температур вмещающих пород.

Непосредственное определение температур методом декрепитации включений (они сопоставимы с температурами гомогенизации), выполненное для месторождений Центрального Казахстана (Н. Сенчило, В. Гукова, Кудряшов, Г. Щерба), показало следующие результаты:

Грейзенизация 470—360° С
Кристаллизация жильного рудоносного кварца
ранних этапов 460—300° С
средних этапов 540—310° С
поздних этапов 420—330° С
Кристаллизация послерудного кварца 430—290° С.

По данным Н. Сенчило и В. Гуковой, формирование отдельных фаций грейзенов происходило в таких интервалах температур: кварцевой хлор-кремниевого типа метасоматоза 470—370° С, кварцевой фтор-хлор-кремниевого типа 410—370° С, мусковит-кварцевой 400—360° С, мусковитовой 440—370° С (рис. 179, 180). Для месторождений Дальнего Востока в карбонатных средах установлены более низкие температуры: грейзенизация 410—290°, образование кварц-флюоритовых, карбонатных и сульфидных жил 250—220° (Говоров, 1964).

Температуры формирования пегматитов 570—500°, альбитизации 500—450°, скарнов 500—400° (Захарченко, 1955; Говоров, 1964). А. Захарченко, исследуя камерные пегматиты с горным хрусталем, установил, что пегматитообразование и формирование кварцевых ядер происходило в широком диапазоне температур (700—200°), в этом принимали участие и грейзенизирующие растворы с температурой 550—500° С.

Фазовое состояние растворов

Из экспериментальных данных можно заключить, что происходило перекрывание процессов надкритических более поздними пневматолито-гидротермальными и собственно гидротермальными (рис. 181). Над-

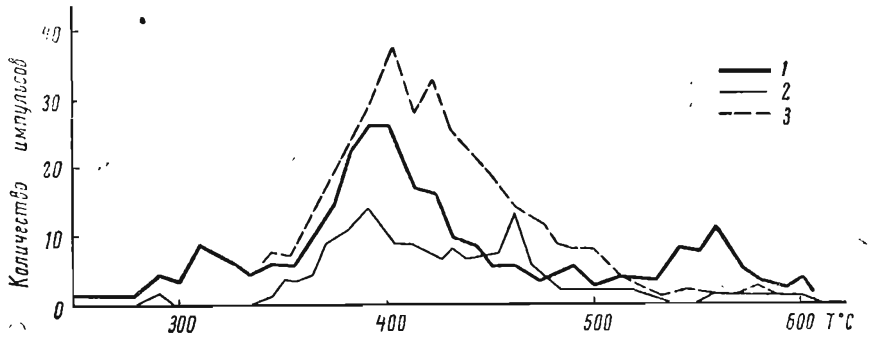


Рис. 179. Температурные кривые растрескивания включений для грейзенов Центрального Казахстана

1 — кварц из кварцевого грейзена; *2* — то же, из слюдяно-кварцевого грейзена; *3* — флюорит из грейзена

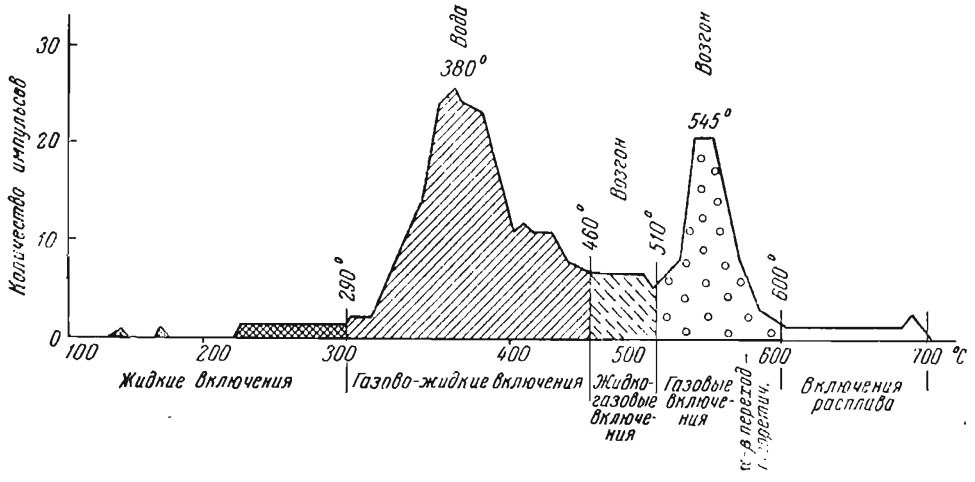


Рис. 180. Температурная кривая для жильного кварца из редкометальных месторождений Центрального Казахстана

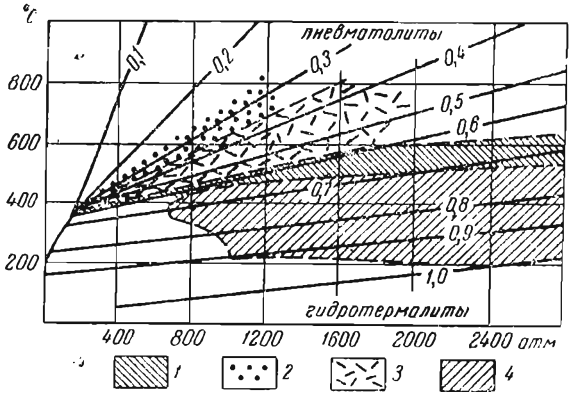


Рис. 181. *PT* диаграмма воды с изохорами (в *г/см*³) и физико-химическими полями растворов. *По И. Говорову*

1 — граница между полями пневматолитовых и гидротермальных растворов; *2* — поле растворов с повышенной активностью калия; *3* — поле растворов с повышенной активностью натрия; *4* — поле гидротермальных растворов с высокой константой диссоциации воды

критические растворы занимают промежуточное положение между газом и жидкостью, поэтому удобнее растворы выше критических температур называть флюидами, а ниже — гидротермами.

Проблема участия собственно пневматолитовых растворов в рудогенезисе была специально рассмотрена в 1963 г. на Пражском симпозиуме. Сейчас, очевидно, не вызывает сомнения важная роль газов в кристаллизации гранитного расплава и вообще их участие во всех последующих процессах, что доказано изучением вытяжек и включений в минералах, а также экспериментально. По наблюдениям за вулканическими эксгаляциями и по данным опытов намечается такой порядок выделения летучих из магмы (Т. Лавринг): CO_2, H_2S или $CO \rightarrow SO_2 \rightarrow HCl \rightarrow HF$. Роль летучих в переносе металлов многократно подтверждена экспериментами.

Возражения сводятся к тому, что нет достаточных критериев для отличия воздействия пневматолитов и гидротерм в природных продуктах. При высоких T и P различий между газом и жидкостью нет (Е. Ингерсон, М. Штемпрок, Д. Коржинский).

Эти сомнения о существовании пневматолитов были бы справедливы для случая постепенного снижения давления, однако при трещинообразовании в связи с охлаждением и сокращением объемов, при возникновении эксплозивных брекчий давление менялось скачкообразно и неравномерно в разных частях потока растворов, что не могло не вызвать вскипания, вспенивания и отделения части летучих; растворы становились двухфазными газово-жидкими, стоящими между флюидами и гидротермами. Следовательно, грейзены возникают только при обилии летучих в растворах и не образуются там, где летучие полностью связаны в комплексы.

Особенно интересны в этом отношении результаты исследования включений растворов в минералах. И. Банщикова, например, для месторождения Караоба установила, что сингенетичные включения в кварце каждой стадии минерализации, в их возрастной последовательности, меняются от существенно газовых (23—28% газа) с температурами гомогенизации от 376 до 255°. Таким образом, фазовое состояние растворов с момента открытия трещины и до ее полного заполнения минеральным веществом эволюционировало от пневматолитового разной плотности до пневматолито-гидротермального.

Стирание границ и утрата критериев в новообразованиях вызвана как сосуществованием двух воздействовавших фаз, так и регенерацией при неизбежном наложении более поздних гидротермальных процессов. По этой причине большинство исследователей для процесса грейзенизации стало употреблять термин пневматолито-гидротермальный, поскольку основная часть его происходила в условиях, близких к критическим. С тех пор как было обосновано наличие комплексных соединений с их высокой растворимостью и устойчивостью, кризис в пневматолито-гидротермальной теории миновал. Способность гетерополисоединений к полимеризации, различная устойчивость комплексов в разных условиях сглаживает также разногласия среди сторонников наличия истинных молекулярных растворов, с одной стороны, и коллоидных систем — с другой.

В грейзеновых месторождениях состав компонентов, участвовавших в рудообразовании, довольно сложен: преобладают H_2O, Si, Al, K, Na, F, Cl, C, O, S, Ca; обычные компоненты — Fe, Mg, Li, B, Sn, W, Mo, Be, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ti; редкие компоненты — TR, Ta, Nb, P, Th, Zr и др.

Первые две группы компонентов, независимо от различия их химических свойств, участвуют в рудообразовании совместно и выпадают из растворов в форме минеральных парагенезисов близко одновре-

менно. Подобное явление возможно только с участием комплексных соединений.

Система порода — раствор в природных условиях является динамической, неравновесной, что вызывает не только химическую дифференциацию, но и физическую неоднородность. Диффузно-фильтрационные явления, взаимодействия порода — раствор вызывали так называемый фильтрационный эффект и связанную с этим опережающую волну кислотности (Д. Коржинский). Предприняты попытки экспериментально показать, что скорость фильтрации анионов обычно больше, чем катионов, благодаря чему происходит обогащение анионами передового фронта растворов и осаждение рудных веществ (Макей, В. Жариков и др.). Электрокинетические явления при фильтрации способствуют дифференциации рудного вещества в фильтрующейся колонне. Оказывают свое влияние и сорбционные явления. В общем итоге возникают так называемая «динамическая продольно-волновая зональность» в фильтрующейся системе (Поспелов, 1963) и переменная подвижность компонентов. Современные представления основываются на успешно проведенных экспериментах с моделированием процесса переноса при высоких P, T, а также на последних достижениях химии в области исследования полимеров. По мнению А. Беуса (1964), в надкритических условиях соединения в растворах имеют вид высококоординированных комплексов, которые, согласно данным Бруэра, Портера-Целлера, диссоциируются:

$$M\,[Э^{n}\,A_{n+1}] \rightleftarrows M^{+} + [Э^{n}\,A_{n+1}],$$

где M—сильное основание;

$Э$—элемент-амфотер или комплексообразователь (Si, Al и др.);

A—кислотный анион; последний в надкритических условиях связан в комплексах.

По этой причине активными будут основания (ранняя щелочная стадия). По данным автора (Щерба и др., 1964_2), щелочной метасоматоз развивается по типу убывающей переменной от калия к натрию.

При высоких P и T понятие о «летучести» ряда компонентов утрачивается, поскольку на первый план выступают комплексные соединения, прочно удерживающие их в своей структуре. Что же касается галогенидов, то они будут в этих условиях также обладать щелочными свойствами. С падением температуры прочность комплексов понижается, а резкое падение давления приводит к высвобождению галогенов и массовому распаду комплексов, возрастанию кислотности и степени диссоциированности (кислотная стадия, начало грейзенизации). В этот момент возможно появление самостоятельной газовой фазы, опережающей волны кислотности.

Транспортирующая способность газов в магматическую и постмагматическую стадии является весьма высокой (десятки и сотни граммов на кубические метры) и подтверждена опытами (Мори, Н. Хитаров, Ф. Сыромятников, Е. Ингерсон и др.), показавшими ее возрастание с ростом P и T, содержанием кремнезема, щелочей. Взаимодействие анионов с породами (Говоров, 1964), переход в раствор Mg, Fe, Ca, Na, K, Al, Si, их нейтрализация вновь усиливают процесс комплексообразования типа

$$(K, Na)_{k}\,[Me_{m}(CO_3)_{n}(OH, F, Cl)_{p}]$$

или

$$(K, Na)_{k}\,[Me(F, Cl)_{n}],$$

где

$$Me - Al, Fe, Si, Be, Sn \text{ и др.}$$

И. Баженов приводит сводную характеристику элементов комплексных соединений с разделением по их свойствам (рис. 182). Особое внимание он обращает на большое значение константы нестойкости комплексов $K_н = \frac{[M]\cdot[A]^n}{[MA_n]}$ и совпадение их устойчивости с величиной электроотрицательности.

На основании химического сродства элементов, при котором порядок образования минералов определяется уменьшающейся величиной экзотермического эффекта, можно рассчитать ряды последовательных со-

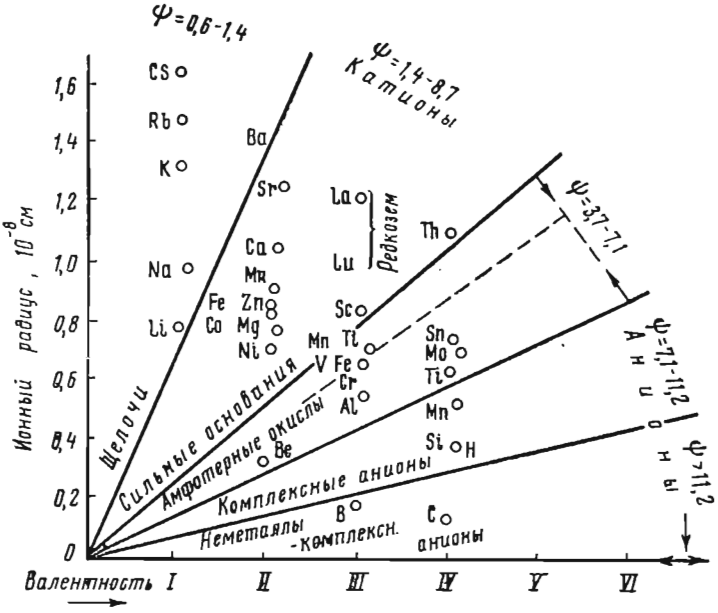


Рис. 182. Распределение элементов комплексных соединений по их свойствам. *По И. Баженову,* ψ — ионные потенциалы

единений. В эндогенных процессах по отношению к кислороду ряд будет таким: Al, Th, Zr, Y, TR, Ta, Nb, W, Sn и др. (от —145 до —55 *ккал/моль*); фториды размещаются в диапазоне от —140 до —100 *ккал/моль*, образуя ряд Ca, Li, Y, TR, Mg, Na, K, Al, Sr и др. (Летников). Свои ряды устанавливаются для хлоридов, карбонатов, сульфатов.

Обычные комплексные соединения, по данным ряда авторов, имеют такой вид

$[AlF_2(H_2O)_4]^+$	$[Si(OH)_6]^{2-}$
$[AlF(H_2O)_5]^{2+}$	$[SiF_6]^{2-}$
$NaAlF_4$	$[Si(OH)_5\cdot(SiO_2)_{n+1}Si(OH)_5]^{2-}$
$NaAlCl_4$	$[Th(CO_3)_2(OH)_2(H_2O)]^{2-}$
$NaBeF_3$	$[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$
$LiAlF_4$	$[(HW_6O_{21})^{5-}\cdot xH_2O]n$
$KBeF_3$	$[Sn(OH, F)_6]^{2-}$
K_2BeF_4	$[BeF(OH)_3]^{3-}$
$Na_2BeF(Cl)_4$	$[BeF(H_2O)_3]^+$ и др.
$K_2[Be(CO_3)_2]$	

Обзор исследований, выполненный И. Ганеевым (1962 г.), позволяет выделять следующие формы состояния веществ в растворах:

1) простые комплексы — катионные и анионные формы;

2) комплексы со смешанными аддендами — катионные и анионные формы;

3) высокомолекулярные комплексы — катионные и анионные полимерные формы, а также гетерополисоединения.

Экспериментально установлена высокая растворимость сложных гетерополикислот и ацидокомплексов. Отмечается высокая устойчивость окситио- и тиомолибдатных соединений при высоких T и P (Арутунян). Высокой растворимостью обладают и гидростаннаты щелочей, особенно с участием K (Курильчикова, В. Барсуков). Считается, что аквaформы комплексов более растворимы, чем безводные, о чем можно судить по составу включений в минералах (до 30% растворимых веществ, составленных из суммы натрия, хлора, углекислоты и других компонентов). Достаточно высокой оказалась растворимость и карбонат-бериллатов щелочей (Говоров, 1964). Несколько меньше данных имеется для комплексов с вольфрамом, молибденом, однако между ними и перечисленными нет принципиальных различий.

Существенное значение для формирования комплексов имеет кислотность — основность растворов; последние, будучи в начале кислыми, затем приобретают переменный характер и к концу рудоотложения становятся щелочными. В различных условиях возникают разные формы соединений. Г. Гундлах рассмотрел химические аспекты переноса металлов и предложил полную систематику соединений (табл. 37).

Таблица 37

Формы переноса некоторых элементов в растворах

Формы соединений	Кислые pH<6	Нейтральные pH=6—8	Щелочные pH>8
Кислородные комплексы (WO_4, SbO)	Be, Bi, Mo, Sn, Zr	Mo, Sb, W	Mo, Sb, Sn, W, Zr
Гетерополисоединения	As, Mo, Sb, Sn, W	—	—
Галогенные и оксигалогенные комплексы ($FeCl_3$, MoF_4)	Be, Bi, Mo, Nb Sn, Sb, Ta, Th, Zr	$CaCO_3$, ZnS	—
Анионные комплексы (сульфат—фосфат—карбонаты)	Th, Tl, Zr	Be, Mo, Sb, Th, Zr	Be, Mo, Th, U
Гидрокарбонаты	—	Ca и др.	—
Гидрогенные сульфиды и сульфидные комплексы	Hg и др.	Cu и др.	Bi, Mo, Sb, Sn, W, Zn
Тиосульфатные и политионатные комплексы	—	Cu и др.	Ag и др.
Коллоидные	Sn (oxyd—sol)	Sn (oxyd—sol)	SiO_2, Au

В табл. 37 не включены главные комплексообразователи — Al, Si, K, Na, которые тоже переносятся в форме полимерных соединений.

Как видно из приведенных данных, редкие металлы могут переноситься в различных средах и в форме разнообразных соединений, возможно преобразование комплексов в зависимости от кислотности среды; pH хлоридных растворов повышается с понижением температуры (Б. Рыженко, Н. Хитаров); аналогичное явление наблюдается и при замерах pH включений: газовых 6,0—6,4, газово-жидких 7,0—8,2, жидких низкотемпературных 6,4—6,2 (Захарченко, 1964). Полученные результаты свидетельствуют о непостоянстве pH в жидких растворах. Фтор-ион играет роль деполимеризатора и поэтому переход кремния — главного элемента жил — в кристаллическое состояние происходит при

повышении pH, связывании фтора в сложных комплексах или выводе его из системы (падение давления).

В настоящее время усиливаются исследования фтора и его роли в минералообразовании. Установлено, что он связывается не только с Si (кислая среда), но и с щелочами и проявляет активность в различных процессах. Растворимость его комплексных соединений с падением P и T уменьшается (Л. Овчинников, Л. Когарко, Кригман, Курильчикова, В. Барсуков).

В. Соколов связывает характер взаимодействия раствора (р) и породы (п) в упрощенном виде соотношением pH. При $pH_р < pH_п$ в породах происходит кислотное выщелачивание; при $pH_р \simeq pH_п$ — обменное взаимодействие; при $pH_р > pH_п$ — щелочное воздействие.

Падение давления в трещинах и крупных полостях способствовало быстрому удалению галогенов, нарушению устойчивости полимеров в растворах, образованию высокополимерных многоядерных комплексных соединений, а затем и быстрому переходу их в гелевые системы. Последнее вытекает из структурно-текстурных особенностей жил выполнения, гнездового распределения в них рудных минералов, наличия метаколлоидных агрегатов. Более подробные обоснования участия коллоидов в редкометальном рудообразовании имеются в работах Ф. Чухрова, Д. Григорьева (1953), О. Левицкого (1939), Г. Жилинского (1959), Л. Лебедева и др. Некоторые авторы продолжают считать, что коллоидные системы в определенных условиях могут приобретать устойчивость и даже проходить через весь процесс. Интересное предположение высказал В. Барабанов (1961) о возможности секреционного образования минеральных агрегатов и переносе вещества в тонкодиспергированной форме из вмещающих пород в трещину в связи с резкими перепадами давления при трещинообразовании.

Таким образом, грейзенообразование обязано воздействию высокотемпературных растворов с участием пневматолиза. Вынесенные из пород компоненты вместе с привнесенными компонентами растворов создавали комплексные соединения, которые с утратой Fe, Cl, B полимеризировались (высоко концентрированные растворы О. Левицкого, 1939). В открытых трещинах процесс полимеризации нарастал лавинообразно, с возможным переходом растворов в гидрогелевые системы.

Динамичность системы, перепады давлений, температуры, концентраций — все это создавало прерывисто-последовательное, местами скачкообразное развитие процесса и изменение характера растворов, включая моменты перехода от щелочных к кислым и даже внутри каждой из этих стадий (рис. 183). В этих случаях могли возникать такие системы:

Пневматолиты (галогениды и др.) → Гидротермы (комплексные соединения) → Коллоиды (гидрогели, полимеры)

Источник рудных веществ

Связь рассматриваемых редкометальных месторождений с гранитными магмами достаточно обоснована. Для 94% всех месторождений, как показал М. Штемпрок (Stemprok, 1960), эта связь выявляется непосредственно. Установлено, что вместе с кремнеземом, щелочами, галогенами переносились и отлагались W, Mo, Be, Sn, Li, Ta, Nb, TR и другие элементы.

Рудоносные граниты, как это видно из данных табл. 32 и 33, отличаются двумя качествами: повышенными кларками остаточных акцессорных соответствующих редких металлов (правда не во всех случаях) и одновременно высокими содержаниями галоидов — обязательно фтора, затем хлора, бора. Наконец, во всех рудоносных интрузивах во время их застывания происходили последовательные процессы: микро-

клинизация I и II → альбитизация I и II → грейзенизация (многократная), обязанные развитию фильтрующихся систем. Расчеты показывают, что при этом меняется закон распределения и возрастают коэффициенты вариаций, дисперсия концентраций акцессорных элементов (Л. Таусон и др.). Известны примеры очевидной металлогенической специализации интрузий даже при докларковых содержаниях редких металлов.

Известны следующие формы нахождения редких металлов в гранитоидах: 1) изоморфная примесь, участие в кристаллической струк-

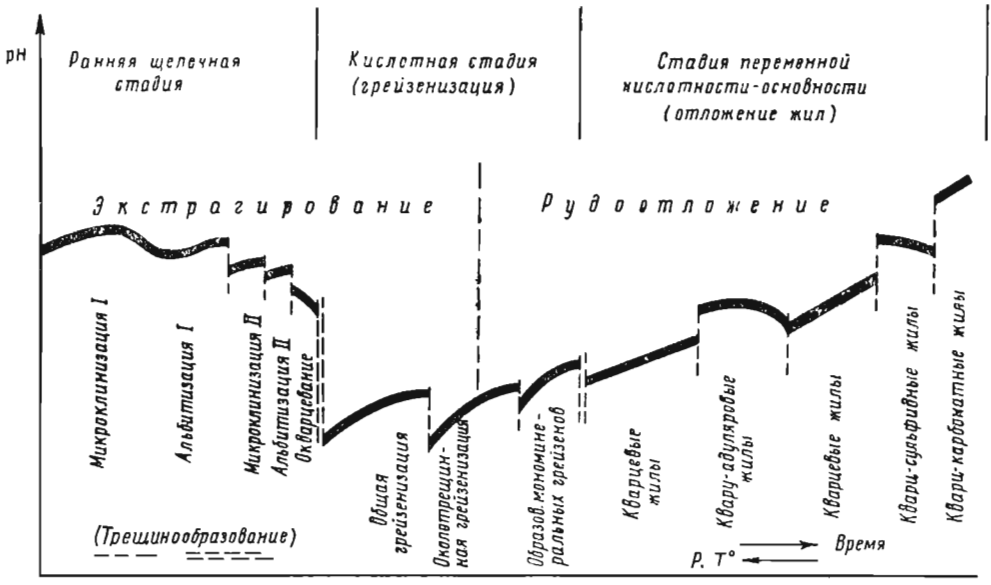


Рис. 183. Схема постмагматических процессов в гранитоидных интрузиях Центрального Казахстана

туре породообразующих минералов; 2) сорбированные примеси — на поверхностях субструктурных блоков в минералах; 3) микроскопические и субмикроскопические выделения собственных минералов — акцессориев (Таусон, 1961); 4) в составе остаточных включений растворов в минералах; 5) в составе минеральных отложений на стенках трещин и пор.

Основными носителями акцессорных редких металлов являются плагиоклазы (60—70%), затем слюды (10—20%), калишпаты, кварц, акцессорные и собственные минералы. При перекристаллизации магматических щелочных полевых шпатов и замещении калишпатами плагиоклазов и в меньшей степени других минералов (микроклинизация, альбитизация) извлекались и переходили в раствор элементы-примеси, в том числе значительное количество редких металлов (до 30—40%). Экстрагированию W, Mo, Sn, Be и других способствовало наличие F, Cl, B, образовывавших с металлами галогенные комплексы. Даже водяные пары выносят из гранитов до 50—80% и более содержавшихся в них металлов — Pb, Be, Cu, Ti, а также часть Si, Al, Na (Л. Овчинников).

Процесс экстрагирования усиливался еще более в связи с грейзенизацией, поскольку из распавшихся комплексов щелочной стадии вновь выделялись агрессивные ионы, довершавшие процесс преобразования нормального гранита в грейзенизированный гранит. Происходил фтор(хлор и т. д.)-кремниевый метасоматоз. Автолизия гранитоидов продолжалась бы до полного выноса, если бы снижение T и P и связывание фтора с кальцием и алюминием вновь не привели бы к распаду

соединений и образованию в зоне грейзенизации минералов редких металлов — вольфрамита, молибденита, лепидолита, берилла, касситерита и др. Остаточные растворы отлагали в полостях избыточные продукты — кварц, калишпаты, флюорит, мусковит и минералы редких металлов.

Из сопоставления состава гранитов и грейзенов (см. табл. 32 и 36), ультраосновных и карбонатных пород и образовавшихся по ним экзогрейзенов уже видны масштабы выноса — привноса при грейзенизации. Вопрос этот рассмотрен в многочисленных работах, определены все-

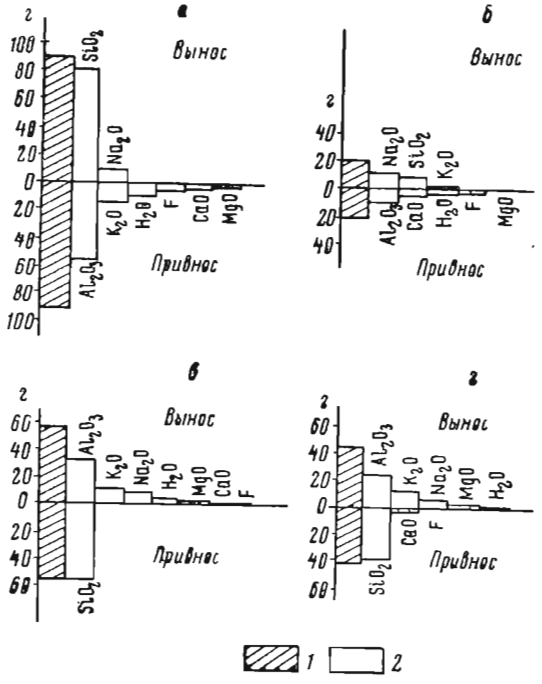


Рис. 184. Изменение содержания компонентов в 100 *см*³ породы при грейзенизации. *По Ф. Чухрову и Л. Шлайн*

а — слюдистый грейзен; *б* — слюдисто-кварцевый грейзен; *в* — кварцевый грейзен; *г* — плагиоклаз-кварцевый грейзен. *1* — общий вынос — привнос (в *г*); *2* — вынос — привнос отдельных компонентов (в *г*)

возможные коэффициенты. Что касается редких металлов, то привнос здесь полностью определяется их содержанием в грейзеновых рудах и меняется в широких пределах — от сотых долей процента до целых процентов (или от долей грамма до 10—20 *г* на 100 *см*³ породы). Породообразующие компоненты перемещаются в гораздо более значительном объеме. В качестве примера можно привести диаграммы для разных фаций грейзенов по гранитам Акчатау и Восточного Коунрада (рис. 184). Масштабы привноса — выноса увеличиваются для контрастных по составу пород от алюмосиликатных до карбонатных и достигают 80—90%, обычно же 30—40%.

Растворами в зону грейзенизации привнесены — Si, F, Cl, B, H_2O, S, CO_2, все редкие и цветные металлы; вынесены — Ca, Mg, Al, Na; перераспределены — K, Al, Fe, Ti, Mn и др.

Все эти компоненты выше зоны грейзенизации участвовали в формировании жил; происходила компенсация верхних зон за счет компонентов, поступавших из нижних и часто заполнявших трещинные системы.

В двухъярусной колонне гранит — вмещающие породы различаются две зоны:

1 зона — щелочного метасоматоза и последующего кислотного выщелачивания — область экстракции (средняя и верхняя части рудоносной интрузии, вертикальная мощность 1,5—2,0 *км*);

2 зона — сбрасывания избыточных продуктов взаимодействия порода — раствор — область разгрузки (выступы рудоносной интрузии, надинтрузивный блок; с постепенным понижением, вертикальная мощность 0,3—0,5 *км* внутри интрузии и 1—2 *км* вне ее).

Вторая зона в месторождениях отличается локальным развитием, главным образом возле выступов массивов.

В щелочных породах процесс экстрагирования заканчивался на последних этапах щелочной стадии из-за избытка щелочных металлов, образовывавших устойчивые комплексы с галогенами. С натриевым метасоматозом связаны главные концентрации тантала, ниобия, циркония, тория и редких земель. Во внешней зоне грейзенизации, среди карбонатных пород, выпадению из растворов минералов способствовало быстрое нейтрализующее воздействие кальция и привнесенного алюминия и связывание значительной части фтора во флюорите и топазе.

Для большинства месторождений доказано совместное участие летучих в рудообразовании. Если всюду отмечаются признаки воздействия фтора, во многих оловянных месторождениях — бора, то роль хлора менее ощутима, поскольку он образует мало собственных минералов, более подвижен и уходит с растворами дальше в боковые породы, за пределы грейзенизации и даже вне ореола отложения кварцевых жил. Однако роль хлора, по-видимому, не менее значительна. Во-первых, хлор резко преобладает в составе остаточных включений в минералах; во-вторых, повышенные содержания хлора установлены в вулканических эксгаляциях и составе многих пород. Наконец, в грейзенах Центрального Казахстана установлено содержание остаточного хлора до 0,5% (В. Гукова, Г. Щерба и др.). Выяснилось, что он участвует в образовании всех фаций грейзенов, проявляется несколько раньше фтора, при более высоких температурах (470—370°) и особенно активен при формировании фации кварцевого грейзена, окварцевании, сопровождающемся привносом преимущественно молибдена. Активность хлора выявится, вероятно, в формировании молибденовых и медно-молибденовых месторождений в связи с субвулканическими интрузиями (типы Каджарана, Клаймекса).

Для преобладающего фторного типа метасоматоза более характерно вольфрамовое и бериллиевое оруденение, для фтор-борного — оловянное, хлорного — молибденовое. П. Комаров отмечает, что хлор характерен для контактово-метасоматических месторождений (Дашкесан, Кустанайские), бор — для магнезиально-скарновых железорудных, свинцово-цинковых, золото-молибденовых и оловорудных; фтор — для вольфрамовых, оловянных и бериллиевых. А. Беус, К. Субботин (1964 г.) подчеркивают связь накопления лития и бериллия с фтором. В. Щербина разделил элементы на две группы в зависимости от энергии сродства комплексообразователя к аддендам, в частности: ацидокомплексов к хлору и фтору (хлор-комплексы — Mo, Re и др. и фторкомплексы — Li, Be, W, Si, Sn, Bi и др.). Из этого можно сделать вывод о некоторой избирательности и наличии более тесного геохимического сродства (геохимических пар). В подавляющем большинстве случаев F, Cl, C, S, OH (реже B) участвуют в грейзенизации совместно. Роль серы резко возрастает со снижением T и образованием сульфидов.

Расчеты показали, что только доли процента и первые проценты избыточных против среднего кларка редких металлов концентрируются в месторождения. Например, для образования среднего по запасам редкометального месторождения достаточна грейзенизация блока рудоносного гранита размером $1 \times 1 \times 0{,}3$ *км*. Таким образом, источником редких металлов в рассматриваемых месторождениях являются сами граниты, притом главным образом верхние части плутонов, в которых проявлены явления автолизии.

Вопросы зональности

В редкометальных месторождениях преобладает совмещенная зональность, обусловленная проявлением зональности пульсационной (стадийной) и зональности отложения. Общий вид ее показан на рис. 174.

Различные типы зональности — пульсационная и зональность отложения — были подробно рассмотрены и обсуждены на Пражском симпозиуме в 1963 г. и нашли полное признание (В. Смирнов, Я. Кутина, Г. Парк, М. Штемпрок, Е. Радкевич, И. Некрасов, Н. Хрущов, А. Щеглов, В. Щербина и др.). Для грейзеновых месторождений Казахстана совмещенная зональность описана уже давно. Г. Щерба подчеркивал многостадийность образования редкометальных месторождений. Сейчас даже для такого классического примера зональности отложения, как Корнуолл, установлено, что медно-сульфидное оруденение является наложенным (рудник Гивор), а турмалинизация, серицитизация и хлоритизация — процессы более поздние и наложены на грейзены. Таким образом, грейзенизация с ее зональностью и образование более низкотемпературных жил выполнения и замещения с редкометальным оруденением — отдельные звенья одного и того же процесса, происходящего в связи с застыванием единой рудоносной гранитной интрузии.

Возникновение зональности отложения обязано разной подвижности и неодинаковой устойчивости комплексных соединений редких металлов с фтором и хлором. Соединения при участии фтора более устойчивы и подвижны и выносились дальше от источника, образуя концентрации вольфрама. Соединения молибдена чаще ассоциировались с хлором, они менее подвижны, распадались на более глубоких горизонтах под зонами вольфрамового и комплексного оруденения. В Забайкалье известны и более сложные примеры.

Ряд исследователей указывают на наличие еще так называемой обратной зональности (Н. Хрущов, 1963 г. и др.), при которой более низкотемпературное (часто сульфидное) оруденение располагается ниже высокотемпературного (Умальта, Восточный Коунрад, Шалгия). Как показали детальные исследования, в большинстве этих примеров проявлен частный случай совмещенной зональности, когда более поздние низкотемпературные кварц-сульфидные генерации накладываются и в связи с общим снижением температуры отлагаются глубже ранних высокотемпературных грейзеновых, кварц-касситерит-вольфрамитовых (Щерба, 1960_2; Щеглов, 1960; И. Кигай и др.). Известны даже примеры, когда ниже вольфрамовых руд среди пегматоидов на глубинах 0,5—1 *км* от поверхности встречены гипогенные цеолиты и гипс (ангидрит).

Очевидно, для примеров с обратной зональностью следует учитывать фактор снижения температуры со временем, а также явления телескопирования, при которых, как считает М. Штемпрок, паузы во времени создают возможность глубинной дифференциации растворов по составу. Фторкомплексные соединения вольфрама, висмута, бериллия оказываются несколько более подвижными, нежели фтор-, хлоркомплексы молибдена, что вызывает соответствующую зональность в алюмосиликатных породах. Кремнемолибденовые комплексы при попадании в зону с концентрацией сероводорода $>0{,}01$ *моль/л* распадаются, сульфид молибдена образует взвеси в кремнеземном растворе (Н. Хитаров, Арутюнян, Б. Рыженко и др.).

Подводя итоги, можно построить схему постмагматических процессов при формировании рассматриваемых месторождений (см. рис. 183, табл. 38).

Эволюция постмагматических процессов в связи с гранитоидными интрузиями

Таблица 38

Геохимические фазы	Главные компоненты привноса	$T°$, С	Внутриинтрузивная зона	Внешняя надинтрузивная зона		
				Алюмосиликатные породы	Ультраосновные породы	Карбонатные породы
Надкритическая раннещелочная	K Na (Ti, Nb) K (TR, Nb, Ta, Cl) Na (Zr, Nb, Ta, Cl, F, Be)	600—450	Микроклинизация I Альбитизация I Микроклинизация II (микроклиниты) Альбитизация II (альбититы)	Ороговикование Полевошпатизация Биотитизация Альбитизация	Амфиболизация Биотитизация Флогопитизация	Мраморизация Скарнирование
Пневматолито-гидротермальная кислотная с переходом в щелочную	Cl, F, C (Si, Sn, Be) F, Cl, B, Si (Sn, W, Mo, Be, Bi, Li, K и др.) F, Cl, B, K (Li, Si, W, Mo, Be и др.)	500—300	Грейзенизация общая (грейзенизир. граниты) Грейзенизация околотрещинная (грейзены кварц-слюдяные, кварцевые, топазо-кварцевые, слюдяные и др.) Грейзенизация околожильная (околожильные грейзены)	Грейзенизация общая (окварцевание) Грейзенизация околотрещинная (грейзены кварц-слюдяные, топаз-кварцевые, турмалин-кварцевые и др.) Грейзенизация околожильная (слабая), образование кварцевых жил	Окварцевание Серпентинизация и хлоритизация Слюдяно-плагиоклазовые метасоматиты Слюдиты Турмалинизация Флюоритизация	Флюоритизация, флогопитизация, эпидотизация Топаз-флюоритовый грейзен Слюдяно-флюоритовый грейзен Микроклин-флюоритовые метасоматиты Микроклин-альбит-кварцевые метасоматиты
Гидротермальная с переменной кислотностью—основностью	Si, K, Na, Ca (F, Cl, B, S, C) (Sn, W, Be, Mo, As, Fe, Li, Bi, Cu, Zn, Pb)	400—200	Кварцевые жилы Полевошпат-кварцевые жилы Кварцевые жилы Кварц-сульфидные жилы Флюорит-кварцевые жилы Карбонатно-кварцевые жилы Цеолитовые жилы и др.	Полевошпат-кварцевые жилы Мусковит-кварцевые жилы Турмалин-кварцевые жилы Кварцевые жилы Кварц-хлорит-серицит-сульфидные жилы Карбонатные жилы Цеолитовые жилы и др.	Оталькование Окварцевание Полевошпат-кварцевые жилы Кварцевые жилы Кварц-карбонатно-сульфидные жилы Кварц-хлорит-сульфидные жилы	Окварцевание Кварцевые и мусковит-кварцевые жилы Кварц-сульфидные жилы Карбонатные жилы Пренит-цеолитовые жилы

Примечание. Вода в различных формах участвует во всех геофазах; остальные компоненты вовлекаются в процессе взаимодействия системы порода—раствор и перемещаются вверх по метасоматическим колонкам.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД

Развивающиеся в связи с гранитоидными интрузиями пневматолито-гидротермальные процессы, воздействуя на породы различного состава, создавали грейзенизированные породы, рудные грейзены и связанные с ними разного рода жильные тела — выполнения трещин и замещения — месторождения грейзенового класса.

Широко известны общие классификации месторождений, предложенные в разное время различными исследователями. Имеются многочисленные классификации, касающиеся более узких генетических групп, включающих и грейзеновые месторождения. В основу их положены различные принципы: глубинность, температура, минеральные парагенезисы, состав главных рудных минералов или элементов, состав вмещающих пород. Выделены многочисленные рудные формации с различным истолкованием объема этого понятия — от минерального парагенезиса до целых генетических групп. Имеется серия классификаций для групп элементов (например, редких металлов) и даже отдельных элементов (олово, вольфрам, бериллий и т. д.).

Для редкометальных месторождений классификации были предложены О. Левицким (1939), И. Григорьевым и Е. Доломановой (1956), К. Власовым (1957), А. Гинзбургом (1957), В. Чайковским (1960), А. Щегловым (1960), Г. Щербой (1960_2), П. Хреновым и Н. Карпенко, Е. Малиновским, Г. Туговиком и др. В основу их был положен генетический принцип, при этом выделялись месторождения эпимагматические, пегматитовые, скарновые, грейзеновые, гидротермальные (гипо-, мезо-, эпи-). Из зарубежных авторов следует отметить классификации Д. Скривенора, П. Керра (Kerr, 1946), Мо Чу-Сана (Mo Chu-sun, 1957).

В основу классификации автора для комплекса редких металлов Восточного Казахстана, которая с течением времени совершенствовалась (Щерба, 1960_2), был положен генетический принцип, сохраненный и для формаций (эпимагматическая, пегматитовая, грейзеновая, кварцево-жильная и др.).

Прежде всего необходимо отметить, что класс грейзеновых месторождений занимает вполне определенное место и должен быть выделен как самостоятельный. В большинстве классификаций отдельно выделены гидротермальные жильные образования в самостоятельные (независимые от грейзенизации) рудные формации; такое разделение требует пересмотра. Как показали позднейшие работы, в основу классификации не может лечь состояние растворов, так как уменьшение параметров P и T в глубинных процессах неизбежно ведет к переходу надкритических флюидов в гидротермы; возникающие при грейзенизации пневматолиты также переходят в гидротермы, при этом происходит наложение гидротермального процесса на предыдущие, и грани между их продуктами стираются; глубинность и давление — также факторы переменные.

Изучение большинства месторождений показало, что кварцевые, топазо-кварцевые и иные жилы выполнения и замещения с редкометальным оруденением образовались в результате отложения в более верхних горизонтах избыточных продуктов той же грейзенизации, это внешний ореол собственно грейзеновых руд и, следовательно, они должны также относиться к классу грейзеновых месторождений.

В основу классификации целесообразно, вероятно, положить общий генетический принцип, т. е. в данном случае грейзенизацию, которая в зависимости от металлогенической специализации рудоносных интрузий, состава компонентов, участвовавших в рудообразовании, состава вмещающих пород и структурных условий привела к формированию класса грейзеновых месторождений с его разнообразными видами полез-

ных ископаемых, минералогическими типами, имеющими то или иное практическое значение.

Предлагается выделить ограниченное число рудных формаций, придавая им значение генетических рудосодержащих групп, формирующихся в определенных по составу средах при ведущей роли процесса. Среда рудообразования, т. е. вмещающие породы, могут быть разделены на алюмосиликатные, карбонатные, основные и ультраосновные, щелочные. Рудообразующий процесс — грейзенизация, которая накладываясь на различные, часто до этого уже измененные породы (скарны, мраморы, роговики, амфиболиты и т. д.), вызывает дальнейшие сопутствующие околорудные изменения.

В алюмосиликатных породах земной коры — гранитоидах, кислых и средних вулканитах, песчаниках, сланцах — образуются месторождения **кварцево-жильно-грейзеновой** формации, т. е. сами грейзены, экзогрейзены и преобладающие кварцевые рудные жилы с большим разнообразием рудной минерализации, разделенной по видам полезного ископаемого (вольфрам, олово, молибден, бериллий, обычно ассоциированные), содержащим минералогические типы, сопровождаемые определенной минеральной ассоциацией. Околорудные изменения в данной формации чаще всего представлены грейзенизацией, сопровождаемой отложением кварцевых жил (избыток кремнезема в породах). Месторождения этой формации наиболее разнообразны и многочисленны (80% всех месторождений), что объясняется широкой распространенностью алюмосиликатных пород в верхней оболочке земной коры и принадлежностью к этой группе самих рудогенерирующих интрузий, развивающихся в гранитоидном типе магматических провинций.

В карбонатных породах околоинтрузивные участки вначале подвергаются скарнированию, мраморизации, а затем грейзенизации; руды проникают и дальше за пределы скарнов, поэтому формацию лучше назвать **скарново-карбонатно-грейзеновой.** Генерация редкометального оруденения и в этом случае обязана грейзенизации; оруденение накладывается на скарны (приобретшие к тому времени различный состав) и более удаленные мраморизованные карбонатные породы. Вольфрамовое оруденение представлено здесь не вольфрамитом, а шеелитом, бериллиевое — фенакитом, гельвином, бертрандитом; широко развиты флюоритовые породы. Хотя карбонатные породы не столь распространены, количество месторождений в них все же значительно, благодаря способности пород легко вступать во взаимодействие с растворами и нарушать устойчивость в них комплексных соединений.

В основных и ультраосновных породах встречается наименьшее число месторождений из-за их ограниченного распространения и пространственного обособления гранитоидных формаций от гипербазитовых и габброидных. Совмещения носят чаще всего характер пространственного совпадения. Разнообразные ультраосновные и основные породы первоначально амфиболизируются, поэтому формация названа **амфиболит-грейзеновой.** Известны редкие месторождения молибденита, шеелита, берилла (изумруда), хризоберилла, фенакита, барилита. В глубоких зонах месторождений среди рудоносных гранитов не исключено появление и кварцево-жильно-грейзеновой формации.

В субщелочных породах гранитоидной формации наряду с грейзенизацией важное значение для рудообразования приобретает альбитизация, поэтому формация названа **альбитит-грейзеновой,** и она является переходной к классу альбититовых месторождений. Возникает и своеобразная ассоциация рудных элементов, включающих, помимо бериллия, тантала и ниобия, еще цирконий, редкие земли, торий, иногда уран и др. Пример Нигерийских месторождений показывает принадлежность и их к классу грейзеновых, содержащих в заметных количествах олово и вольфрам.

Учитывая все эти обстоятельства, а также данные упомянутых авторов, можно дать общую классификацию грейзеновых месторождений, представленную в табл. 39.

Указанный выше подход к оценке границ класса грейзеновых месторождений может вызвать возражения. Ряд относимых сюда месторождений до сих пор считаются чисто «скарновыми» (Тырныауз, Лянгар, Пайн-Крик, Азегур), хотя скарнирование, как и ороговикование, — вынужденный предваряющий процесс, обусловленный составом вмещающих пород, лежащих на контакте с интрузивами, и прямого отношения к главному редкометальному рудообразованию чаще всего не имеет.

Встречный диффузный биметасоматоз в процессе скарнирования, конечно, способствовал в какой-то мере перемещению и накоплению редких металлов, в частности вольфрама. Помимо создания собственных минералов, они нередко становятся, что особенно характерно, примесями в скарновых минералах. Арена такого процесса достаточно ограничена внешней узкой оболочкой интрузии, поэтому здесь существенные результаты дает только накопление элементов, находящихся в значительных количествах в самих породах (Mg, Fe, Ca, Na и т. д.). Наложенная грейзенизация в этих условиях утрачивает свой столь обычный, внешне проявленный агрессивный характер, вследствие связывания кислотных анионов с основаниями (главным образом фтора с кальцием), имеющимися в избытке вследствие контаминации гранитной магмы. Несмотря на это, все же осуществлялся вынос редких металлов и даже образовывались в некоторых случаях типичные грейзены, что отмечено И. Говоровым для месторождений Дальнего Востока (табл. 40) и рядом исследователей — для месторождений Средней Азии (Чорух-Дайрон, Майхура, Учкошкон и др.).

Другая большая группа «гидротермальных» жильных месторождений, будучи удаленной от зоны генерации руд в области автолизии гранитных интрузивов, уже несет лишь слабые проявления грейзенизации, которая более широко представлена в глубоких частях рудных полей.

Наконец, есть и третья группа месторождений, связанная с малоглубинными интрузиями, где процесс грейзенизации совершался быстро и в силу малых давлений оказался неустойчивым (медно-молибденовые, типа Каджарана, сурьмяно-вольфрамовые забайкальские). Малоглубинные интрузии, попадая в условия резкого снижения давления, а следовательно, и быстрой потери летучих, также утрачивают способность формировать типичные грейзены, в них начинает резко преобладать процесс окварцевания (Клаймакс), а во внешней зоне, при наличии карбонатных пород, флюоритизация (Томас Рейндж, США; Агуачиле, Мексика). Только недоразвитостью грейзенизации, резким снижением давления можно объяснить консервацию комплексных соединений с кремнеземом и фтором в виде гельбертрандита в миндалинах кислых лав горы Спор (США). Это также в какой-то мере переходные типы месторождений, связанные с вулкано-плутонизмом.

В целом, если принять за основу происхождения руд грейзеновых месторождений процесс автолизии кислых интрузивов под влиянием главным образом галоидно-кремниевого метасоматоза, выражающийся в грейзенизации, с учетом изменяющегося ее характера в зависимости от условий, то перечисленные возражения могут быть сняты. Нужно принять во внимание и наличие в природном многообразии переходных, промежуточных условий, при которых границы разных процессов утрачивают четкость.

Примером месторождений **кварцево-жильно-грейзеновой формации** с комплексным составом руд является Акчатау (Центральный Казахстан). Рудные тела имеют форму крутопадающих протяженных жил, сложенных зональными грейзенами мусковит-флюорит-топаз-кварцевого

Таблица 39

Классификация грейзеновых месторождений
По Г. Щербе

Вид полезного ископаемого	Минералогические типы	Околорудные изменения	Главные рудообразующие минералы	Основные элементы процесса	Геологические условия	Формы и характер рудных тел	Практическое значение	Примеры
			Формация кварцево-жильно-грейзеновая (в алюмосиликатных породах)					
Вольфрам — олово и олово	Касситерит-вольфрамит-слюдяно-кварцевый	Грейзенизация	Касситерит, вольфрамит, кварц, мусковит, флюорит, топаз, циннвальдит	F, Cl, Sn, W, Si, K	Купольные и надкупольные зоны	Жилы, линзы, штокверки	Большое	Малайский пояс (северная часть)
	Касситерит-шеелит-слюдяно-кварцевый	То же	Касситерит, шеелит, кварц, мусковит, флюорит, сульфиды	F, Cl, Sn, W, Si, K	То же (породы с повышенным содержанием Ca)	То же	То же	
	Касситерит-слюдяно-кварцевый	„ „	Касситерит, кварц, мусковит, флюорит, топаз	F, Cl, Sn, Si, K	То же	„ „	„ „	Малайский пояс (южная часть)
	Касситерит-турмалин-кварцевый	Грейзенизация и турмалинизация	Касситерит, кварц, турмалин, флюорит, мусковит	F, B, Cl, Sn, Si, K	То же, с ассимиляцией глинистых сланцев	„ „	„ „	Дальний Восток, Забайкалье
	Касситерит-кварц-полевошпатовый	Грейзенизация и адуляризация	Касситерит, кварц, калишпат, флюорит, мусковит	F, Cl, Sn, Si, K	Купольные и надинтрузивные зоны; породы с повышенной щелочностью	„ „	Малое	
	Касситерит-кварц-сульфидные	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, турмалинизация	Касситерит, кварц, серицит, хлорит, флюорит, турмалин, арсенопирит, пирротин	Cl, B, F, Sn, Si, Fe, Mg, Zn, Pb, Cu	Зоны трещиноватости малоглубинных интрузий	Жилы, зоны, трубчатые тела	Большое	Дальний Восток, Ср. Азия

Молибден—вольфрам, вольфрам	Вольфрамит-мусковит кварцевый	Грейзенизация	Вольфрамит, кварц, мусковит, флюорит, топаз, адуляр	F, Cl, Si, K, W	Купольные и надкупольные зоны	Линзы, жилы, штокверки	Большое	Центральный Казахстан, Забайкалье
	Вольфрамит-молибденит-кварцевый (слюдяно-кварцевый)	То же	Молибденит, вольфрамит, кварц, мусковит, флюорит, топаз, турмалин, адуляр	F, Cl, B, Si, K, Mo, W, Cu	То же	Жилы, штокверки	То же	
	Шеелит-молибденит-кварцевый (и серицито-кварцевый)	Грейзенизация и серицитизация	Молибденит, шеелит, кварц, мусковит, серицит, альбит, адуляр	Cl, F, Si, K, Na, Mo, W	Купольные и надкупольные зоны, часто вулканогенные	То же	„ „	Казахстан
Молибден и медь—молибден	Молибденит-кварцевый	Грейзенизация и серицитизация	Молибденит, кварц, мусковит, флюорит, адуляр, сульфиды	Cl, F, Si, K, Mo, Cu, Bi	Зоны трещиноватости в апикальных частях	Жилы, штокверки	Большое	Клаймакс (США)
	Халькопирит-молибденит-серицит-кварцевый	Серицитизация и окварцевание	Молибденит, халькопирит, кварц, серицит, сульфиды	Cl, F, C, Si, K, Mo, Cu	То же, в гипабиссальных интрузивах	То же	То же	Закавказье, Зап. Штаты (США)
Вольфрам, молибден, бериллий, висмут, олово	Мусковит-флюорит-калишпат-топаз-кварцевый	Грейзенизация	Вольфрамит, молибденит, берилл, висмутин, козалит, касситерит, кварц, мусковит, флюорит, адуляр, топаз	F, Cl, Si, K, W, Mo, Be, Bi, Sn	Купольные и подкупольные зоны	Жилы, зоны, штокверки	Среднее	Казахстан

Продолжение табл. 39

Вид полезного ископаемого	Минералогические типы	Околорудные изменения	Главные рудообразующие минералы	Основные элементы процесса	Геологические условия	Формы и характер рудных тел	Практическое значение	Примеры
Бериллий и вольфрам—бериллий	Берилл-мусковит-кварцевый	Грейзенизация	Берилл, вольфрамит, молибденит, мусковит, кварц, флюорит, топаз, калишпат, альбит	F, Cl, Si, Be, W, Mo	Купольные и надкупольные зоны	Грейзеновые зоны, „шапки", жилы, штокверки	Среднее	США (Аризона, Юта), СССР
	Бертрандит-серицит-флюоритовый	Серицитизация и флюоритизация	Бертрандит, сферобертрандит, флюорит, халцедон, гематит, топаз, кальцит, турмалин	F, Cl, B, Si, Ca, Be	Надинтрузивные трещиноватые структуры (иногда вулканогенные)	Горизонты, зоны, жилы, столбы	Большее	США (Томас Рейндж)
Ниобий—тантал	Колумбит-вольфрамит-кварцевый	Грейзенизация	Колумбит, вольфрамит, кварц, мусковит, касситерит, микролит, флюорит, топаз, адуляр	F, Cl, Si, K, W, Sn, Nb, Ta	Купольные зоны выступов интрузивов	Зоны, жилы	Небольшое	Забайкалье, Дальний Восток
Формация скарново-карбонатно-грейзеновая (в карбонатных породах)								
олово-вольфрам	Касситерит-скарновый	Скарнирование, мраморизация, хлоритизация, окварцевание, грейзенизация	Касситерит, магнетит, гранат, пироксен, флюорит, кварц, кальцит, хлорит	Cl, F, C, Mg, Ca, Si, Fe, Sn	Контакты интрузивов с карбонатными породами	Линзы, залежи	Небольшое	Ср. Азия
	Касситерит-скарново-сульфидный	То же	Касситерит, гранат, пироксен, кварц, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, кальцит	Cl, F, C, B, S, Mg, Ca, Si, Cu, Zn, Pb, Sn	То же (несколько более удаленные)	То же	То же	То же

Олово,	Касситерит-шеелит-скарновый	„ „	Касситерит, шеелит, гранат, пироксен, кварц, плагиоклаз, сфалерит, арсенопирит, флюорит, турмалин, флогопит, кальцит, хлорит	Cl, F, C, B, S, Mg, Ca, Si, Fe, Zn, As, Sn, W	То же	„ „	Среднее	„ „
Вольфрам—молибден	Молибденит-шеелит-скарновый	Скарнирование, мраморизация, окварцевание, грейзенизация	Молибденит, шеелит, кварц, гранат, пироксен, плагиоклаз, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, висмутин, сфалерит	Cl, F, C, Ca, Mg, Si, Fe, As, W, Mo, Pb	Контакты выступов интрузивов с карбонатными породами	Линзы, залежи	Большое	Ср. Азия
Бериллий (олово, вольфрам)	Фенакит-слюдяно-флюоритовый	Мраморизация, скарнирование, грейзенизация, флюоритизация	Фенакит, хризоберилл, флюорит, мусковит, эфесит, турмалин, кальцит, касситерит, шеелит, эвклаз, берилл, сульфиды, альбит	F, B, Cl, C, Ca, Si, K, Be, Sn, W	Контакты выступов интрузивов с карбонатными породами	Линзы, залежи		Дальний Восток
	Бертрандит-флюоритовый	То же	Бертрандит, флюорит, адуляр, кварц, мусковит, кальцит, арагонит, топаз	F, Cl, C, Ca, Si, K, Be	То же	Линзы, залежи, трубы	Большое	Мексика (Агуачиле)
	Берилл-слюдяно-флюоритовый	„ „	Берилл, фенакит, флюорит, мусковит, шеелит, касситерит, альбит, калишпат, везувиан, сульфиды	F, Cl, C, Ca, K, Na, Be, W, Fe, Sn	„ „	То же		Дальний Восток, Казахстан
	Гельвин-везувиан-флюоритовый	„ „	Гельвин, берилл, даналит, хризоберилл, Be-везувиан, флюорит, мусковит, плагиоклаз, гематит, магнетит, пироксен, флагопит, сульфиды	F, Cl, Ca, K, Na, Be, Fe, Cu,	„ „	„ „		То же

Продолжение табл. 39

Вид полезного ископаемого	Минералогические типы	Околорудные изменения	Главные рудообразующие минералы	Основные элементы процесса	Геологические условия	Формы и характер рудных тел	Практическое значение	Примеры
			Формация амфиболит-грейзеновая (в ультраосновных и основных породах)					
Молибден (вольфрам)	Молибденит-хлорит-кварцевый	Амфиболизация, серпентинизация, окварцевание, хлоритизация	Молибденит, кварц, хлорит, биотит, серпентин, тальк, кальцит, полевой шпат, шеелит, сульфиды, турмалин, флюорит	F, Cl, C, B, Ca, Mg, Fe, Mo, W, Cu, K	Надкупольные трещиноватые зоны среди более древних регионально-метаморфических ультраосновных пород	Линзы, зоны, штокверки	Среднее	Казахстан
Бериллий	Берилл-слюдяно-кварцевый	То же	Берилл, хризоберилл, фенакит, бавенит, кварц, флогопит, биотит, плагиоклаз, хлорит, актинолит, тальк, молибденит, флюорит, турмалин, сульфиды	F, Cl, C, B, Ca, Mg, Fe, Be, Mo, W, Cu	Линзы, зоны, штокверки	Зоны, линзы, залежи, жилы	То же	Урал
	Фенакит-альбитовый	Амфиболизация, серпентинизация, окварцевание, хлоритизация	Фенакит, бавенит, берилл, альбит, флогопит, кварц, касситерит, хлорит, флюорит, сульфиды	F, Cl, C, Si, Ca, Mg, Fe, Na, Be, TR	Линзы, зоны, штокверки	Зоны, линзы, залежи, жилы	Среднее	СССР

Формация альбито-грейзеновая
(в субщелочных породах)

Бериллий (цирконий и редкие земли)	Фенакит-мусковит-альбитовый	Альбитизация, и грейзенизация	Фенакит, бавенит, берилл, бертрандит, альбит, мусковит, кварц, циркон, колумбит, монацит	F, Cl, Na, Sl, K, Be, Zr, Nb, TR, Y, Th	Трещиноватые апикальные зоны субщелочных массивов	Зоны	Среднее	СССР
Цирконий и редкие земли	Циркон-пирохлор-альбитовый	Альбитизация и грейзенизация	Циркон, пирохлор, ильменит, монацит, эшинит, колумбит, флюорит, слюды, кварц, сульфиды, касситерит	F, Cl, C, Na, K, Zr, TR, Nl, Ti	Апикальные зоны массивов	Краевые зоны	Большое	Африка
Ниобий и тантал	Колумбит-пирохлор-флюоритовый	Альбитизация и грейзенизация	Колумбит, пирохлор, флюорит, минералы гранита, альбит, мусковит, топаз, касситерит, вольфрамит, циркон, торит, ксенотим	F, Cl, N, K, Na, Ta, Sn, W, Zr	Апикальные зоны массивов рибекитовых и биотитовых гранитов	Краевые зоны массивов	Большое	Нигерия (Джос)

состава и собственно кварцевыми жилами. Кварцево-жильно-грейзеновые тела залегают в гранитах и вверх по восстанию вмещающих граниты роговиках сменяются кварцевыми жилами выполнения.

Рудоносный массив вытянут в субширотном направлении. Массив имеет лакколитоподобную форму, оснащен двумя куполами, возвышающимися на 0,6 *км*. Разрез массива многослойный вследствие последовательного трехкратного внедрения магмы, образовавшей внутри лакколитоподобного массива гранитов I фазы плоские тела различной мощности, что было вызвано вертикальными движениями блоков в кровле и ложе интрузии (включая и проседания), а также сокращением объема интрузива при его превращении в массив.

Вся верхняя половина массива, особенно в купольных частях, слабо грейзенизирована; биотитовые и микроклинизированные лейкократовые граниты перешли в мусковитовые; плагиоклазы также обнаруживают признаки разложения (деанортитизация, серицитизация и др.). В гранитах часто встречаются включения вторичного кварца, топаза, флюорита, рутила. Широко распространены грейзены.

Большинство грейзеновых тел приурочено к системе параллельных экзокинетических трещин меридионального простирания, рассекающих массив Акчатау. Они образуют протяженные жилообразные, ветвящиеся и выклинивающиеся на глубину тела простого зонального и телескопированно-зонального строения, часто с кварцевыми жилами в центре. Наиболее характерные разрезы через грейзеновое тело имеют сложный вид (см. рис. 172). Самыми распространенными фациями грейзенов являются кварцевая и топазо-кварцевая, слагающие центральные зоны сложных тел. С глубиной и вверх по восстанию все фации грейзенов сменяются слюдяно-кварцевой фацией, переходящей в грейзенизированный гранит. Общая вертикальная амплитуда распространения грейзеновых тел 1 *км*. Кварцевые жилы уходят на сотни метров вверх в породы кровли, удаляясь далеко за пределы области грейзенизации.

В рудах Акчатау насчитывается свыше 100 минералов, главными рудообразующими являются вольфрамит, молибденит, висмутин и ряд других, которые концентрируются в кварцевых, топазо-кварцевых и слюдяных грейзенах (90%) и в генерациях кварцевых жил и прожилков. Редкометальное оруденение завершается в кварц-гюбнеритовых прожилках с обильными сульфидами (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит). В трещиноватых породах кровли прожилки местами образуют небольшие штокверки.

На многих месторождениях типа Акчатау в течение продолжительного процесса рудообразования происходила активизация незастывших магматических центров внутри рудоносной интрузии, сопровождавшаяся образованием мелких внутрирудных даек гранит-порфира, гранит-аплита. В конце рудного процесса образовалась серия даек диабазовых порфиритов, сиенодиоритов, граносиенитов, принадлежащих уже к более молодому вулкано-интрузивному комплексу базальтоидного состава.

В пределах рудных тел других месторождений оруденение распределено неравномерно; участки с повышенной концентрацией образуют почти горизонтальные ленты шириной в десятки и первые сотни метров, вытянутые вдоль простирания рудных тел (рис. 185). Иногда под первой лентой (в 50—100 *м* глубже) находится вторая лента, более узкая и с менее концентрированным оруденением. Характерно, что эти ленты параллельны кровле массива рудоносных гранитов. Наиболее концентрированное гнездовое и вкрапленное оруденение тяготеет к наиболее замещенным фациям — кварцевым и топазо-кварцевым грейзенам и затем более поздним, сравнительно маломощным, кварц-мусковитовым грейзенам. Роль давления была настолько существенной, что те же разности грейзенов, составляющие рудные тела, выше и ниже рудных лент практически безрудны.

Таблица 40

Особенности оловянно-бериллиевых месторождений Дальнего Востока
По И. Говорову

Типы руд	Формы рудных тел	Исходные породы	Состав руд	Структуры и текстуры
Кварц-топазовые (ранние)	Зоны, линзы, жилы	Гранитоиды	Кварц, топаз, мусковит и др.	Массивные кристаллически-зернистые гетерогранобластовые
Топазо-флюоритовые	Линзы	Карбонатные породы, топазовые грейзены и слюдисто-флюоритовые руды	Флюорит (до 60%), топаз (до 40%), диаспор, мусковит, турмалин, рудные	Зернистые, близкие к колломорфным с микросферолитами
Слюдяно-флюоритовые	Линзы	Карбонатные породы	Флюорит (55—75%), светлые слюды (мусковит и типа эфесита — 25—40%), турмалин, фенакит, хризоберилл, кальцит, скаполит, касситерит, селлаит, графит; редко: топаз, кварц, берилл, корунд и др.	Кристаллически-зернистые, массивные, тонкополосчатые, очковые
Микроклин-флюоритовые (ранние)	Пологие трубчатые тела	Скарны, известняки, реже кварц-турмалиновые породы	Флюорит, микроклин, турмалин, фенакит, апатит, мусковит, кварц, касситерит, пирит, арсенопирит	Мелкозернистые, тонкополосчатые, брекчиевые
Турмалин-флюоритовые			Флюорит, турмалин, касситерит, фенакит, пирит, мусковит, кварц, селлаит,	Мелкозернистые, фестончато-полосчатые, концентрически зональные
Сульфидно-кварц-флюоритовые			Флюорит, кварц, арсенопирит, мусковит, пирит, турмалин, берилл, апатит, хлорит	Мелкозернистые, грубополосчатые

Другим морфологическим подтипом кварцево-жильно-грейзеновых месторождений является штокверковый, в качестве примера можно привести Байназар (Центральный Казахстан). Куполовидный выступ рудоносных гранитов вскрыт на глубине 0,3 *км* под ороговикованными

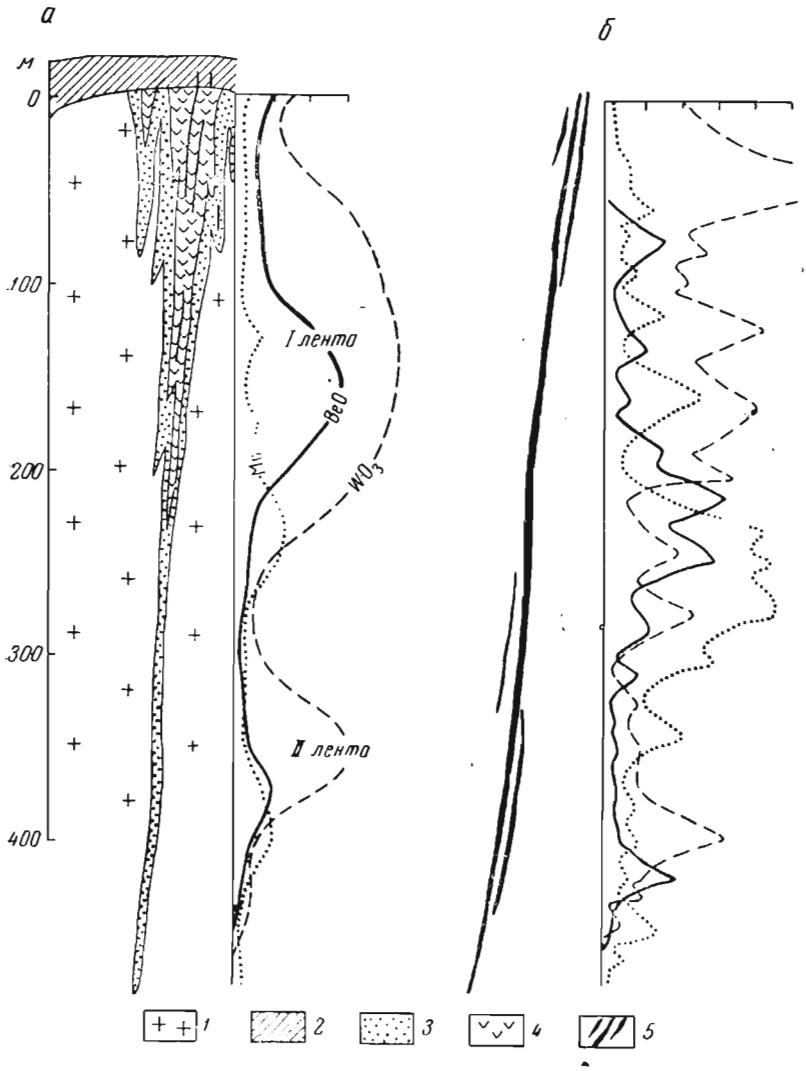


Рис. 185. Схема изменения содержания вольфрама, бериллия и молибдена в жильных телах грейзенов (*а*) и кварцевых жилах (*б*) с глубиной

1 — гранит; *2* — сланцы; *3* — грейзенизированный гранит; *4* — кварц-слюдяной грейзен; *5* — кварцевая жила

песчаниками. На поверхности обнажен лишь небольшой шток полностью грейзенизированного гранита, соединяющегося на глубине с основным массивом.

Через надинтрузивный блок и выступ массива проходит зона повышенной трещиноватости северо-западного простирания, представленная серией параллельных экзокинетических сколовых трещин. Вдоль нее сформировался кварцево-жильный параллельный штокверк, переходящий книзу в гранитный массив, где состав руд становится вначале кварцево-жильно-грейзеновым, а затем собственно грейзеновым.

Дорудная стадия проявилась в формировании серии прожилков кварца с биотитом, турмалином, калишпатом в боковых породах, обязанных своим происхождением термальному метаморфизму со стороны вторгшейся гранитной интрузии. После затвердевания массива широко развилась грейзенизация, затем процесс перерос в образование целой серии последовательных жил и прожилков, из которых рудными оказались около девяти генераций. Преобладает слюдяно-кварцевая фация грейзенов, развитая на вертикальном интервале в 0,4 *км*; в верхней половине грейзеновой колонны в меньшем количестве имеются топазо-кварцевые, занимающие ядерные части грейзеновых тел, повторяющих форму штока, апофиз и ранних гранитных даек.

Вспышки грейзенизации наблюдаются и при формировании отдельных генераций кварцевых жил и прожилков, причем околотрещинная грейзенизация обычно предшествует жильному выполнению. Некоторые генерации, особенно кварцевых жил с мелкочешуйчатым молибденитом, образовались метасоматическим путем. Прожилки с молибденовым, вольфрамовым и смешанным оруденением во времени чередуются. Рудная стадия завершилась образованием кварц-сульфидных прожилков; примерно в середине ее появлялись внутрирудные небольшие дайки мелкозернистого гранит-аплита, однако какого-либо влияния на течение рудного процесса они не оказывали. В конце рудной стадии сформировались дайки базальтоидного состава. После них гидротермальный процесс продолжался, возникла серия жил друзового и шестоватого кварца, кварц-флюоритовых, кварц-карбонатных, цеолит-карбонатных и ангидритовых прожилков.

Главными рудными минералами являются вольфрамит, молибденит, висмутин, халькопирит, которые начали образовываться вслед за развитием грейзенизации, а закончили формирование в последних кварц-сульфидных прожилках, давая по 6—8 последовательных генераций в ассоциации с кварцем, мусковитом, топазом, флюоритом, адуляром. Сложная ритмичность приоткрывания трещин, повышение и последующее снижение температурного фронта обусловили совмещение минерализации различных этапов с возникновением рудных штокверков с совмещенной зональностью. Последовательное изменение состава рудной минерализации во времени имеет такой вид: $Mo+W \rightarrow W+Mo+Bi \rightarrow Mo \rightarrow Cu+Zn+Pb$.

На рис. 186, на поперечной и продольной проекциях показано распределение оруденения в штокверке. Концентрации создают своеобразный рудный ствол, вырастающий из глубинной части выступа рудоносной интрузии и распадающийся, в зависимости от трещиноватости, на ряд параллельных ветвей.

Значительный интерес представляют оловянно-вольфрамовые месторождения провинции Цзянси в Юго-Восточном Китае. Здесь на площади 250×140 *км* (см. рис. 170) в северо-восточном направлении протягиваются пояса мезозойских (яньшанских юрских и меловых) гранитов среди сланцев и кварцитов кембро-ордовика. Они слабо денудированы и поэтому в куполовидных выступах и над ними размещается большое количество кварцево-жильно-грейзеновых касситерит-вольфрамитовых и касситеритовых месторождений. Кварцевые жилы обычно крутопадающие, субширотные, располагаются в зонах скалывания, реже в трещинах разрыва. Мощность жил от нескольких сантиметров до 3 *м*, обычно 0,1—0,6 *м*; длина по простиранию десятки и сотни метров, реже до 1 *км*. Имеются и линейные штокверки. Содержание вольфрама резко переменное и колеблется от десятых долей процента до 2—3%. Встречаются и оруденелые пегматиты, однако значение их невелико. По данным Ке Чин-су, наиболее богатые месторождения располагаются в слабо эродированных гранитных куполах или во вмещающих породах над ними. Биотитовые граниты грейзенизированы и

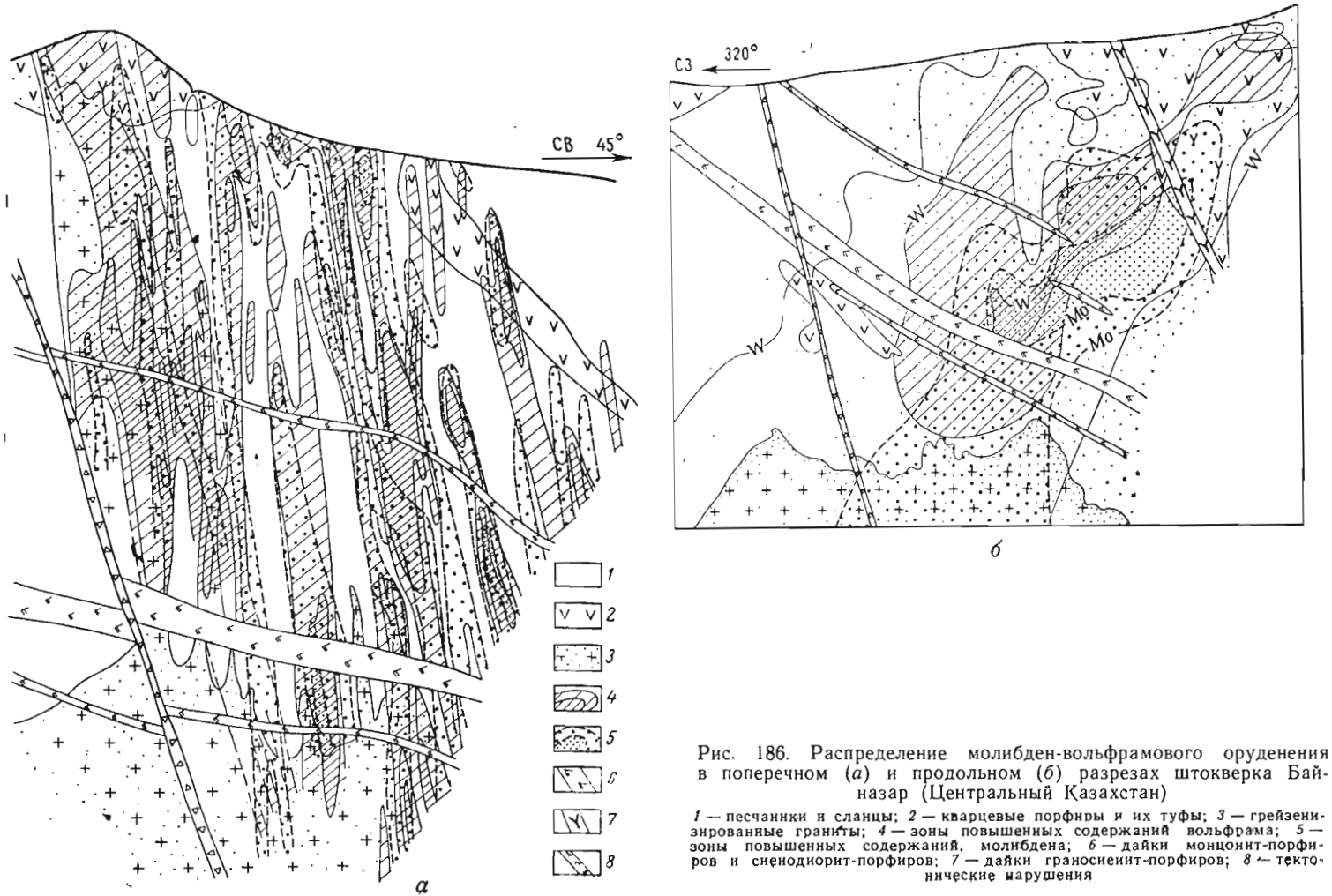


Рис. 186. Распределение молибден-вольфрамового оруденения в поперечном (*а*) и продольном (*б*) разрезах штокверка Байназар (Центральный Казахстан)

1 — песчаники и сланцы; *2* — кварцевые порфиры и их туфы; *3* — грейзенизированные граниты; *4* — зоны повышенных содержаний вольфрама; *5* — зоны повышенных содержаний молибдена; *6* — дайки монцонит-порфиров и сиенодиорит-порфиров; *7* — дайки граносиенит-порфиров; *8* — тектонические нарушения

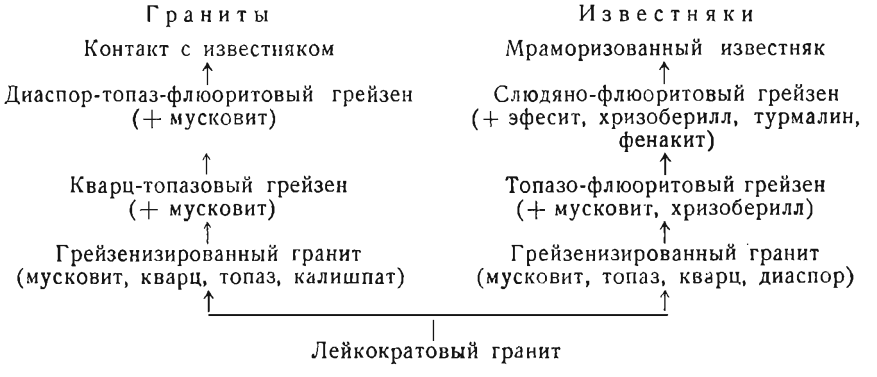
в верхних частях куполов вдоль трещин превращены в кварц-слюдяные грейзены с флюоритом, топазом, касситеритом, вольфрамитом, молибденитом. На контакте с филлитами в составе грейзенов повышено содержание турмалина. С глубиной мощность грейзеновых тел сокращается, и они переходят сначала в грейзенизированные граниты, а затем в слабо измененные граниты; одновременно в грейзенах (и в кварцевых жилах) ослабевает и рудная минерализация. Наиболее интересны месторождения Сихуашань, Тахишань, Квейлишань, Хангшуйхай, Шангпинг, Панкушань и другие; главное оруденение содержится в кварцевых жилах.

В Малайском оловорудном поясе, в северной части, в пределах Бирмы, главную роль в составе руд играет вольфрам (район Тавой); южнее возрастает роль олова и, наконец, в Малайзии оно резко преобладает. Подробные данные приведены в книге Н. Гречухина и др. (1940).

Оруденение приурочено к мезозойским гранитам и вмещающим их сланцам и известнякам. Касситерит содержится в виде вкрапленности в гранитах, а также в жильных и трубообразных телах грейзенов, в штокверках, залегающих в гранитах и приконтактовых сланцах, кварцитах, вулканитах и известняках. Основная добыча олова производится из касситеритовых россыпей, образовавшихся за счет разрушения коренных месторождений, среди которых имеются и пегматитовые. Судя по отрывочным материалам, в составе руд различных месторождений содержатся следующие основные минералы: кварц, турмалин, топаз, мусковит, флюорит, касситерит, пирит, вольфрамит, молибденит, сульфиды свинца, цинка, меди, шеелит, колумбит, монацит и др.

Месторождения **скарново-карбонатно-грейзеновой формации** сейчас широко известны.

Главным изменением прилегающих к интрузиям карбонатных пород являются скарнирование, мраморизация и грейзенизация. Для последней характерны две главных стадии, первая — дорудная (слюдяно-кварцевые грейзены) и вторая — синхронная с оруденением (кварц-топазовые и кварц-слюдяно-флюоритовые грейзены). Грейзенизация известняков происходила позднее скарнирования, и экзогрейзены по известнякам образовались одновременно с грейзенами в залегающих ниже гранитах. При этом возникают следующие ряды в грейзеновой зональности (рис. 187).



При переходе грейзенизирующих растворов в известняки происходила их резкая нейтрализация за счет связывания кислотных анионов кальцием, алюминием и образованием флюорита и топаза.

В качестве иллюстрации приведем характеристику руд Дальнего Востока (см. табл. 40) и процесса минерализации на одном месторож-

дении (табл. 41). Редкометальное оруденение здесь, а также на других «скарновых» месторождениях Средней Азии связано с грейзенизацией и наложено на скарны.

Бериллиевое бертрандитовое оруденение (типы бертрандит-серицит-флюоритовый и бертрандит-флюоритовый) в связи с грейзенизацией туфов и лав среди известняков в субвулканических условиях известно

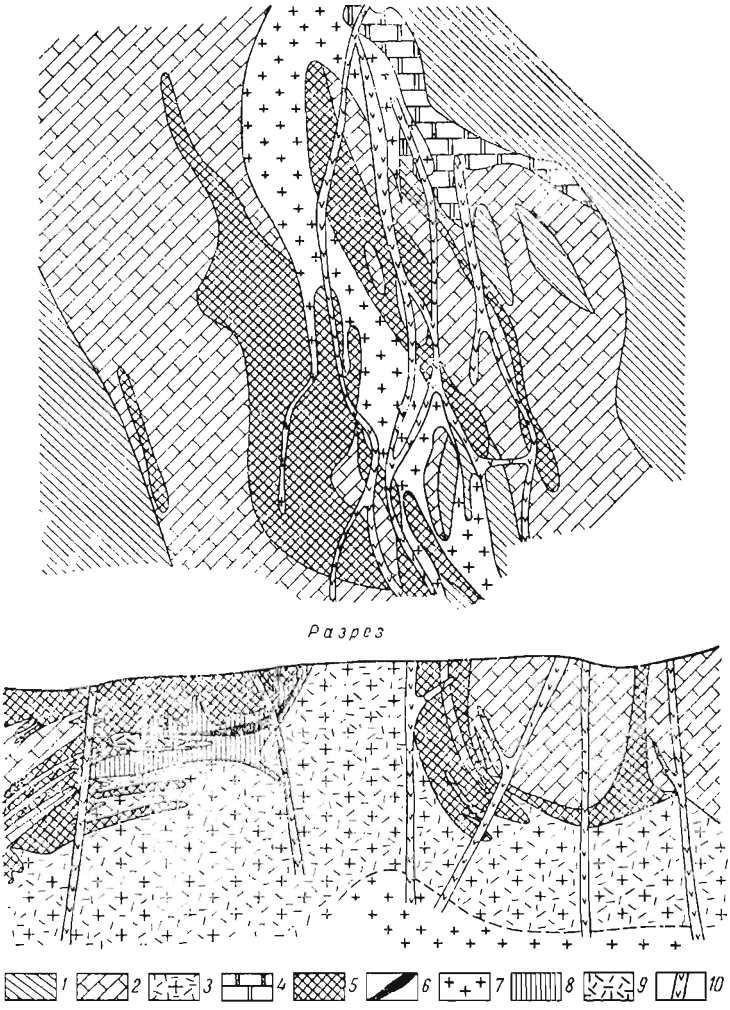


Рис. 187. Схема в плане и разрез грейзенового бериллиевого месторождения. *По И. Говорову*

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — грейзенизированный гранит; *4* — скарны; *5* — слюдисто-флюоритовый грейзен; *6* — диаспор-топаз-флюоритовый грейзен; *7* — топазовый грейзен; *8* — топаз-флюоритовый грейзен; *9* — кварц-топазовый грейзен; *10* — порфирит

в США (Юта), это группа месторождений Томас Рейндж в Скалистых горах (районы гор Спор и Топаз), и в Мексике (Агуачиле). М. Статц и В. Грифитс (Staatz, Griffits, 1961) указывают, что минерализации подверглись переслаивающиеся лавы, туфы, лавобрекчии и субвулканические тела риодацитового и риолитового состава неогена.

Вдоль меридиональных разломов на склоне горы Спор вулканиты осветлены, в породах появляются новообразования — кварц, серицит, топаз, турмалин, кальцит и флюорит, образующие довольно крупные тела; одно из них прослежено на 2,5 *км*. Бериллиевое оруденение нахо-

Таблица 41

Проявление этапов минерализации в породах различного состава
По М. Георгиевской

Стадии	Этапы	Тип минерализации		
		в гранитах	в песчаниках	в известняках
Контактово-метаморфическая	1	Автометасоматоз (альбитизация)	Ороговикование	Скарнирование (гранат, везувиан, пироксен, волластонит, магнетит и др.), гранат-магнетитовые скарны
Пневматолито-гидротермальная	2	Грейзены (кварц, мусковит, флюорит, гематит, топаз)	Грейзены (мусковит, кварц, топаз, берилл, флюорит, пирит)	Грейзенизированные породы. 1. Флюорит-визувиан-магнетитовые с шеелитом, пиритом и др. 2. Слюдяно-флюорит-магнетитовые с гематитом, ферримусковитом, топазом, хризобериллом, пиритом, шеелитом, молибденитом, касситеритом и др. 3. Слюдяно - флюоритовые с калишпатом, бериллом, бавенитом, фенакитом, гематитом
	3	—	Актинолит, тремолит, магнетит, пирит	Актинолит и др.
	4	—	Хлорит, эпидот, пирит	Эпидот, хлорит, пирит и другие сульфиды
	5	—	Флюорит, калиевый полевой шпат	Флюорит, калишпат, гельвин
	6	—	Кварц, серицит, хлорит, альбит, кальцит, пирит	Хлорит, серицит, кварц, альбит, кальцит, пирит
	7	—	Пренит	Пренит
	8	—	Цеолиты	Цеолиты

дится в измененных породах, содержащих менее 20% флюорита, часто в миндалинах с флюоритом и кремнистыми минералами и представлено бертрандитом и, возможно, другими скрытокристаллическими образованиями (сферобертрандит, гельбертрандит). Содержание бериллия в туфах в среднем составляет 0,1—0,2%; они являются и наиболее важной рудой. Запасы BeO с содержанием 0,5% оцениваются свыше 30 000 *т*.

Источником металлоносных растворов с фтором авторы считают застывшую на глубине риолитовую интрузию плиоценового возраста. Растворы, взаимодействуя с боковыми породами (в основании разреза имеются известняки и доломиты), вследствие распада комплексных соединений отлагали флюорит, а затем соединения бериллия вместе с кремнеземом, железом, марганцем, ураном и другими элементами. В самих штоках риолитов горы Топаз, обнаженных на поверхности, содержание BeO составляет 20 *г/т*.

В Агуачиле бертрандит содержится в флюоритовых телах среди известняков.

К амфиболит-грейзеновой формации относятся некоторые месторождения Урала, Казахстана, Северной Америки (Ириш-Крик, Силлейк

и др.). На одном из участков уральского месторождения, по данным А. Беуса и К. Власова, среди амфиболитов образуются следующие породы и жильные тела: слюдяно-плагиоклазовые и слюдитовые, берилл-кварц-альбитовые, берилл-мусковит-кварцевые, берилл-флюорит-мусковитовые жилы. Рудные тела имеют форму линз, параллельных жил, зон, сопровождаемых окварцеванием, отальковани-ем и хлоритизацией амфиболитов. Они содержат еще флогопит, хризоберилл, фенакит, бавенит, вольфрамит, молибденит и другие минералы. Характерно, что близкая ассоциация минералов возникает при наложении грейзенизации на магнезиально-железистые скарны, что лишний раз подтверждает одинаковую природу рудообразующих растворов и существенное влияние среды на минеральный парагенезис экзогрейзенов.

Кварц-мусковитовые и плагиоклазовые жилы одного из месторождений залегают среди уралитового габбро. А. Шерстюк дает такую схему зональности околожильных изменений: кварц-мусковитовая жила (центр), затем зоны мусковитизированного слюдита, флогопитового слюдита, флогопитизированного уралитового габбро. В ультраосновных породах, вмещающих бериллиеносные жилы, изменения таковы: флогопитизация, хлоритизация, оталькование, турмалинизация; сами жилы хризоберилл-фенакитовые. Возле кварц-плагиоклазовых жил наблюдается хлоритизация, мусковитизация, флюоритизация, образуется берилл. На контакте диоритовых порфиритов с серпентинитом зональность имеет вид, изображенный на рис. 188. Затем формируются кварцевые жилы с сульфидами, карбонатами. В начальные стадии происходил калиевый метасоматоз, затем кальциево-натровый. В составе постмагматических растворов были фтор, литий, бериллий, калий. Связь растворов с кислыми магмами доказывается и тем, что тела слюдитов с флогопитовыми, актинолитовыми, хлоритовыми и тальковыми зонами располагаются в местах выклинивания гранитных пегматитов.

Анализ физико-химических явлений на контакте гранитного расплава с основными породами был произведен Л. Дмитриевым и другими с использованием термодинамики необратимых процессов. При этом обосновывается возникновение описанных выше переходных зон (критерии неравновесности градиентной системы). Полнота процессов зависит от ряда независимых факторов — контрастности взаимодействующих сред, скорости инфильтрационного потока, коэффициента диффузии подвижного компонента и константы скорости реакций.

Переходная **альбитит-грейзеновая формация** в связи с субщелочными гранитоидами также имеет своих представителей. Важными являются Нигерийские месторождения Ta, Nb, Zr, Sn, W, подробно описанные Э. Северовым (1960). Близкие к ним руды вольфрама и олова известны в связи с субщелочными гранитами Нигера, в которых, помимо общей альбитизации, сформировались типичные кварц-мусковитовые грейзены с касситеритом, вольфрамитом и флюоритом.

На одном из месторождений рудные тела, имеющие форму линзообразных штокверков, вытянуты вдоль зон трещиноватости среди более древних вмещающих гранодиоритов и гнейсов (рис. 189). Минерализация прожилково-вкрапленная, представлена альбитом, мусковитом, фенакитом, кальцитом и редко барилитом, бавенитом. Другой рудный штокверк линейного типа приурочен к зоне дробления среди гранодиоритов, подвергшихся калиевому метасоматозу, а затем альбитизации и грейзенизации. Рудоносная интрузия не вскрыта. В состав прожилковых руд входят калишпаты, альбит, светлые слюды, флюорит (много), кварц, карбонаты, пренит, цеолиты и сульфиды. Бериллий представлен несколькими генерациями берилла, реже встречаются фенакит и бертрандит.

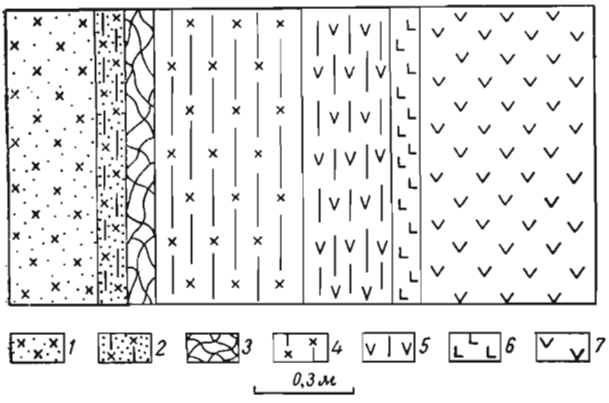
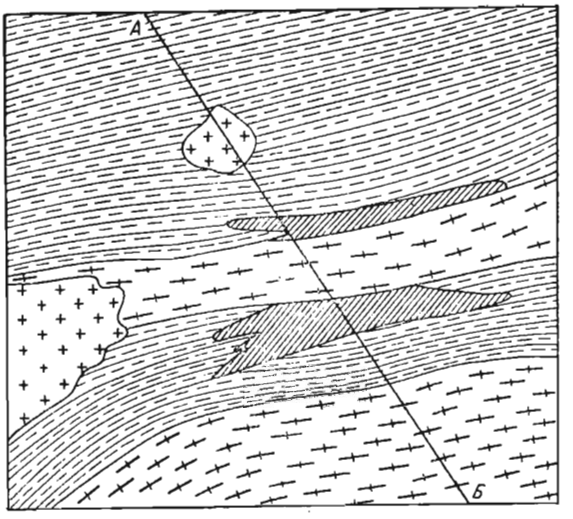


Рис. 188. Строение слюдитовой зоны на контакте порфирита и серпентинита. *По А. Шерстюк*

1 — хлоритизированный диоритовый порфирит; *2* — флогопитизированный и хлоритизированный диоритовый порфирит; *3* — плагиоклазитовая зона с хлоритом (клинохлор); *4* — маргарит-флогопитовая зона (по диоритовым порфиритам); *5* — тремолит-флогопитовая зона (по серпентинитам); *6* — тальковая зона; *7* — оталькованные серпентиниты



Разрез по А-Б

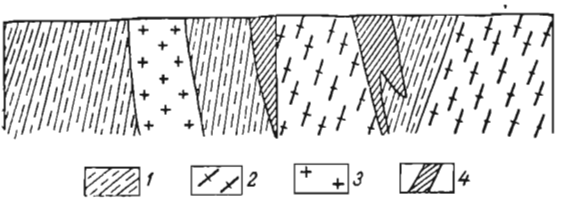


Рис. 189. Схема геологического строения альбит-фенакит-барилитового штокверкового месторождения. *По Назаровой, Александровой и Куприяновой,* 1963

1 — амфиболовые сланцы; *2* — гнейсы; *3* — граниты (субщелочные); *4* — рудные штокверковые зоны

В рибекитовых гранитах встречаются и решетчатые тела альбититов с фенакитом, цирконом, колумбитом, ториевыми и редкоземельными минералами (рис. 190).

Ряд других месторождений, связанных с субщелочными гранитами, характерен тантало-ниобиевым оруденением.

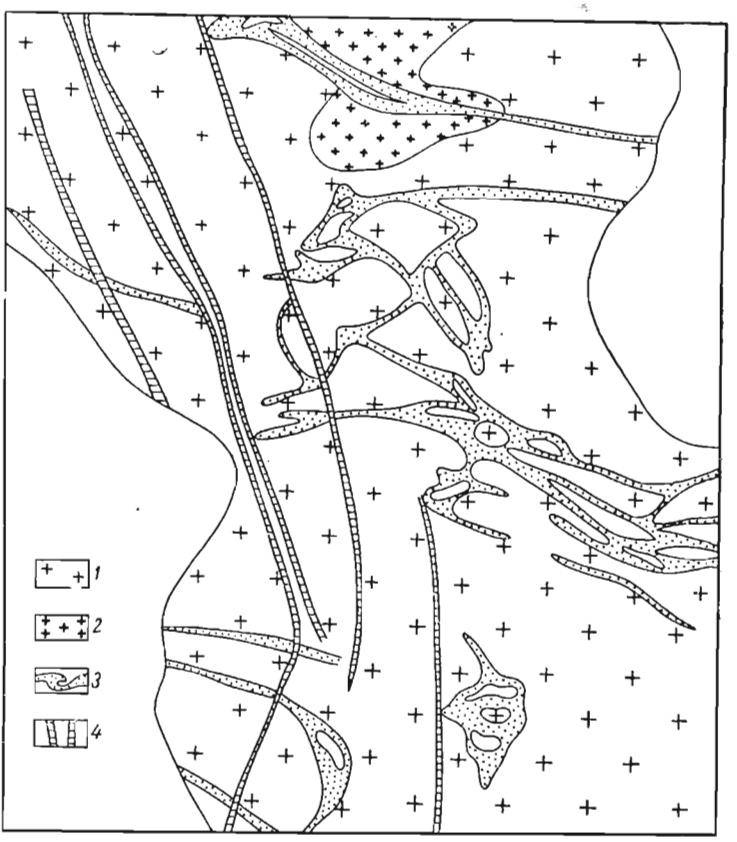


Рис. 190. Схема строения циркон-фенакитового месторождения в щелочных гранитах. *По В. Казарину и Е. Русину*

1 — мелко-, среднезернистые щелочные граниты II; *2* — позднегерцинские мелкозернистые граниты I; *3* — метасоматические тела рудоносных альбититов; *4* — поздние дайки диабазов

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

Беус А. А. и Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. В кн.: «Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Власов К. А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования. «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 12.

Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. Сб. статей. Изд-во «Наука», 1965.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1, 2. Изд-во «Наука», 1964.

Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов. «Разведка и охрана недр», 1957, № 6.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. «Изв. АН СССР», серия геол., 1958, № 5.

Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов. В сб.: «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Гречухин Н. А. [и др.]. Месторождения олова капиталистических стран. ГОНТИ, 1940.

Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. «Бюлл. МОИП», 1953, т. 28, вып. 1.

Григорьев И. Ф. и Доломанова Е. И. Генетические типы оловорудных месторождений Забайкалья. Тр. МГРИ, вып. 29, 1956.

Елисеев Н. А. О пневматолитовой кристаллизации минералов. Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, № 14, 1960.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковс. ун-та, 1950.

Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1959.

Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 6, 1955.

Каленов А. Д. Грейзены Восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 2.

Колотухина Е. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. Изд-во «Наука», 1964.

Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил». Изд-во Чехосл. АН, Прага. Т. 1, 1963; т. 2, 1965.

Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1946, вып. 4.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1962, № 11.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн.: «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1939.

Лугов С. Ф. Генетические типы олово-вольфрамового оруденения Чукотки и их промышленное значение. «Сов. геология», 1963, № 4.

Покалов В. Т. Формация промышленных месторождений молибдена в истории геотектонического развития ряда молибденоносных провинций СССР. «Сов. геология», 1962, № 12.

Поспелов Г. Л. Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений. «Геология и геофизика», 1963, № 10.

Проблемы рудных месторождений (Сб. статей). Изд-во иностр. лит., 1958.

Проблемы генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геологов.)

Руб М. Г. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. ИГЕМ, вып. 5).

Рундквист Д. В. Явления метасоматоза при формировании кварцеворудных жил грейзеновых месторождений. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, вып. 4.

Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. Изд-во АН СССР, 1960.

Сенчило Н. П. Структуры и текстуры жильного кварца редкометальных штокверков Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1959, вып. 4.

Смирнов В. И. Рудные пояса. В кн.: «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Изд. МГРИ, 1947, вып. 1.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. «Изв. АН СССР», серия геол., 1946, № 2.

Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. В сб.: «Экспериментальные исслед. в области петрограф. и рудообразования». Изд-во иностр. лит., 1954.

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

Татл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В сб.: «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. I—V, Изд-во АН СССР, 1953—1959.

Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1961—1963.

Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ., Изд-во «Наука», 1964.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.

Хрущов Н. А. Молибден. Госгеолтехиздат, 1961. («Оценка месторождений при поисках и разведке», вып. 19.)

Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Изд-во АН СССР, 1960.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.

Щеглов А. Д. О стадиях минерализации в молибденовых месторождениях Забайкалья. «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 1.

Шерстюк А. И. О метасоматическом изменении основных и ультраосновных пород около высокотемпературных пневматолито-гидротермальных жил. «Изв. Высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1961, № 8.

Щерба Г. Н. К проблеме редкометальных поясов. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960_1.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960_2.

Щерба Г. Н. [и др.]. Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1964_1.

Щерба Г. Н. [и др.]. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1964_2.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.

Geology of Australian ore deposits. Publs. 5th Min. and Metallurg. Congr. Australia and N. Z. Melbourne, 1953, vol. 1.

Ingerson E. Nature of the ore-forming fluids at various stages a suggested approach. Econ. Geol., No. 9, 1954.

Ke-Chin Hsu. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. Econ. Geol., vol. 38, No. 6, 1943.

Kennedy G. C. A portion of the system silica — water. Econ. Geol., vol. 45, 1950.

Kerr P. F. Tungsten mineralization in the United States. New York, 1946.

Krauskopf K. B. The possible role of metal compaunds in ore genesis. Econ. Geol., vol. 59, No. 1, 1964.

Mo Chu-sun. A preliminary classification of tungsten ore industrial types. Acta Geol. Sinica., vol. 37, No. 2, 1957.

Sainsbury S. L. Association of beryllium with tin deposits rich in fluorite. Econ. Geol., vol. 59, No. 5, 1964.

Sharp W. N., Hawley C. C. Bertrandite-bearing greisen, a new beryllium ore, in the Lake George district, Colorado. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. pp. 400—416, 1960.

Staatz M. N., Griffits W. R. Beryllium-bearing tuff in the Thomas Range, Juab County, Utah. Econ. Geol., vol. 56, No. 5, 1961.

Stemprok M. On the genesis of the ore deposit of Cinovec (Zinnwald). Int. Geol. Congr., Rept. XXI Session, Copenhagen, vol. 16, pp. 43—53, 1960.

Глава седьмая ПЛУТОНОГЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В настоящее время стало очевидным, что многочисленные и разнообразные гидротермальные месторождения, образованные из горячих водных растворов, могут иметь различное происхождение. Поэтому понятие «гидротермальные» без дополнительных пояснений не имеет определенного генетического смысла. В основе любой классификации геологических объектов и явлений должен лежать формационный принцип — выделение объективно существующих естественных геологических тел, связанных общностью происхождения.

Среди постмагматических гидротермальных месторождений в зависимости от генетической связи с различными типами изверженных пород могут быть намечены три группы: 1) плутоногенные, связанные с интрузивными образованиями; 2) вулканогенные, связанные с вулканогенными образованиями; 3) телетермальные, без видимой связи с магматическими образованиями вообще. Первые две группы подразделяются на: а) месторождения, связанные с базальтоидной магмой, — фемические (главным образом колчеданные); б) месторождения, связанные с гранитоидной магмой, — салические. Вулканогенным, колчеданным и телетермальным месторождениям посвящены последующие главы книги. В этой главе характеризуются плутоногенные гидротермальные месторождения салического ряда.

Месторождения этого типа формируются в довольно однообразных геологических условиях и обладают большим набором признаков, позволяющим однозначно судить о их магматогенном происхождении и в то же время отличать от прочих гидротермальных месторождений иного, в том числе и неясного, генезиса.

Для объективного суждения о закономерностях образования месторождений была предпринята попытка применить там, где это возможно, «число и меру». В этих целях были использованы фактические данные по наиболее известным (около 700) месторождениям, опубликованные в геологической литературе. Для того чтобы эта выборка отражала свойства генеральной совокупности всех месторождений плутоногенного салического типа, она должна быть репрезентативной, т. е. удовлетворять требованиям как независимости и случайности, так и достаточности. Это важно даже не столько для оценки в узких доверительных интервалах генеральных среднего и дисперсии по выборочным среднему и дисперсии применительно к запасам, содержаниям металла, линейным размерам месторождений и другим статистическим параметрам, сколько для возможности распространения на тип в целом тех закономерностей в геологических условиях нахождения, химическом составе, минеральных ассоциациях, околорудных изменениях и прочих явлениях, которые оказались подмеченными в месторождениях данной выборки.

Репрезентативность произведенной выборки обеспечивается количеством месторождений и методикой их отбора. Она подтверждается также согласием эмпирических распределений значений различных

параметров с единым логнормальным законом, совпадением значений параметров, полученных по нескольким независимым выборкам, однородностью многих частных эмпирических совокупностей, их принадлежностью к единой генеральной совокупности.

Промышленное значение салических гидротермальных плутоногенных месторождений весьма велико. Из них в значительных количествах добываются цветные, редкие и благородные металлы. В этих месторождениях сосредоточено от 40 до 55% мировых запасов вольфрама, меди, свинца, цинка, золота, почти все запасы молибдена, три четверти запасов коренных месторождений олова, одна пятая запасов урана, значительные запасы серебра, сурьмы, мышьяка, висмута, кобальта, из нерудных полезных ископаемых — флюорита. Известны также промышленные месторождения железа, марганца, ванадия, никеля. Из руд описываемых месторождений извлекается большое число редких и рассеянных металлов: германий, кадмий, индий, селен, теллур, галлий, бериллий, редкие земли, ниобий, литий, рений и даже платина и палладий.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Геотектонические условия

Салические плутоногенные гидротермальные месторождения распределены на земном шаре весьма неравномерно, что на фоне неоднородности строения земной коры определяется специфичностью механизма и геотектонических условий их образования. Месторождения эти, как уже обусловлено самим определением типа, связаны с кислыми интрузиями и представляют собой образования эпигенетические, чуждые окружающей обстановке, вмещающим породам. Для того чтобы они могли возникнуть, необходимо движение, выраженное перемещением магматических масс и отделяющихся от них растворов. С другой стороны, образование месторождений — это процесс концентрации металлов, находящихся в рассеянном состоянии. Регенерация уже существовавших скоплений руды, возведенная Шнейдерхёном в один из главных принципов формирования месторождений, может проявляться только в экзотических случаях.

Связь плутоногенных гидротермальных месторождений с магматической деятельностью обусловливает их распространение только в подвижных зонах тектоносферы. Это в первую очередь геосинклинали, но не только они; области развития кислого магматизма многочисленны и разнообразны. Благоприятны для внедрения кислой магмы с возможностью отделения рудообразующего флюида и попутной концентрации металлов также участки современных платформ, прошедшие в свое время геосинклинальный период развития (древние геосинклинали на платформах); участки платформ и древних стабилизированных складчатых сооружений, испытавшие последующую активизацию; зоны океанизации материковой (континентальной) коры. Сюда относятся, в частности, и такие, выделяемые некоторыми исследователями наложенные структуры, как дива по Чень Го-да, или глыбовые зоны по Г. Мирчинку. Плутоногенные гидротермальные месторождения образовывались на длительном протяжении истории Земли как в связи с общей направленностью развития земной коры в сторону создания сиалической коры материкового типа, так и в связи с последующим процессом преобразования материковой коры в океаническую и возрождением новейших подвижных геосинклинальных поясов.

Современные платформы не менее богаты плутоногенными гидротермальными месторождениями, чем геосинклинали. На их долю приходится одна треть всех учтенных автором месторождений при колеба-

ниях числа месторождений отдельных металлов от 8—9% для олова и меди до 56—68% для молибдена и урана (рис. 191). Распределение месторождений между платформами весьма неравномерное, что отчасти зависит от наличия осадочного чехла на некоторых из них, а также от степени эродированности. Наиболее богаты месторождениями южные открытые платформы: Африканская, Австралийская, Южно-Американская, а также Северо-Американская платформа с ее Канадским щитом и метасоматическими залежами среди карбонатных пород осадочного чехла.

Обилие месторождений на Африканской платформе в первую очередь связано с неоднократным возникновением геосинклиналей в докембрии. Геосинклинальный цикл развития земной коры заходит здесь в глубь архея; в пределах Южной Африки по крайней мере трижды возникали геосинклинальные зоны и трижды формировалась платформа. Среди таких зон, богатых гидротермальным плутоногенным оруденением, выделяются зоны, относящиеся к эпохам: шамвийской (конец эпохи 2650 млн. лет) и катангской (конец эпохи 630 млн. лет) со знаменитыми месторождениями меди, урана и комплексом сопутствующих металлов: Шинколобве в Катанге, Брокен-Хилл в Родезии и Тзумеб и Абенаб в Юго-Западной Африке.

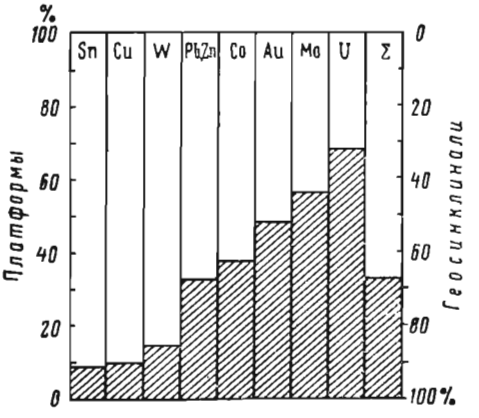


Рис. 191. Распределение плутоногенных гидротермальных месторождений между геосинклиналями и платформами. В общее число Σ входят также месторождения ванадия, марганца, висмута, мышьяка, сурьмы, флюорита

Главной в развитии кислого магматизма и сопутствующего ему гидротермального оруденения на других платформах явилась их активизация в послепалеозойское время с образованием: а) наложенных впадин и прогибов; б) крупных сводовых поднятий; в) глубинных разломов — путей проникновения рудоносных магм. По особенностям проявления оруденения различают активизированные щиты и активизированные платформы с возможностью образования месторождений в пределах чехла последних при скрытом под чехлом источнике растворов.

С магматизмом дива, по Ю. Старицкому, связаны месторождения золота Алданского нагорья, Забайкалья, частично Северо-Востока СССР, месторождения олова на Северо-Востоке СССР, вольфрама в Забайкалье, а также в Китае и Корее. Процессы активизации консолидированных складчатых сооружений, по А. Щеглову, привели к образованию большого числа мезозойских месторождений золота, молибдена, вольфрама, олова, сурьмы, флюорита в Забайкалье, на Алдане и Малом Хингане. Эти месторождения располагаются на территории активизированных в юрское и меловое время протерозойских и раннепалеозойских складчатых областей в удалении от синхронных месторождений геосинклинальных подвижных зон.

Активизация может быть полицикличной, с различной глубиной заложения магмопроводящих разломов в разные ее периоды, что приводит к разнообразию месторождений активизированных областей. Плутоногенные гидротермальные месторождения возникают также в связи с процессами океанизации, вызывающими салический магматизм. Особенно выделяется по яркой металлогении, большому количеству и разнообразию месторождений Тихоокеанский пояс. Месторождения

пояса возникли в связи с раздроблением древних платформ — процессом, обратным нормальному развитию складчатых зон, наложенным на последние. По образному выражению Н. Шатского, «целая магматическая лавина выдавливалась из-под Тихого океана», давшая впоследствие медные месторождения внутренней зоны пояса. По М. Фаворской, при дроблении и погружении массивов, располагавшихся в пределах Охотского и Японского морей, на их окраинах происходило образование гранитоидов с молибденовым и полиметаллическим оруденением, в отличие от оловоносных интрузивов древней геосинклинали.

Распределение плутоногенных гидротермальных месторождений в геосинклиналях определяется: а) пространственным положением геосинклиналей относительно платформ; б) формой геосинклиналей; в) стадийностью их развития и магматизма; г) закономерностями внутреннего строения. Бóльшие возможности для гранитного магматизма и образования месторождений заключают в себе геосинклинали, располагающиеся на платформах и их окраинах, меньшие — находящиеся между платформами. Для последних характерен линейный (уральский) тип с глубокими расколами и соответственно с излияниями основных магм базальтового слоя и верхней мантии. Геосинклинали в виде широких плавных прогибов захватывают меньшие глубины и для них типичен кислый магматизм. Естественно, что плутоногенные гидротермальные месторождения характерны для складчатых областей с преобладанием сиалического магматизма и металлогении миогеосинклинального профиля, в которых слабо проявлена ранняя стадия развития геосинклинали, отвечающая периоду преобладающего прогибания, и получили развитие средняя и особенно поздняя стадии, соответствующие главной фазе складчатости и затем полному затуханию геосинклинального процесса. Для средней стадии типичны плутоногенные гидротермальные месторождения интраинтрузивного класса (вольфрама, олова, бериллия), генетически и пространственно связанные с пегматитовыми и грейзеновыми полями. Для поздней стадии — многочисленные месторождения апоинтрузивного класса, сопровождающие различные малые интрузии (В. Смирнов, 1965_1).

В геосинклиналях описываемые месторождения присущи нескольким зонам. Они заключаются в редкометальных поясах кварцево-жильного, грейзенового и пегматитового типов в связи с нормальными и аляскитовыми гранитами внутренней зоны и срединных массивов. Сульфидные месторождения цветных, благородных и редких металлов, наоборот, более характерны для батолитовых интрузий периферической зоны. Пограничные глубинные разломы поздней стадии определяли внедрение малых интрузий и образование ассоциированных с ними месторождений.

При глыбовом строении геосинклиналей, когда внутри них выделяются интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, плутоногенные гидротермальные месторождения характерны для последних. Примером может служить герцинская рудоносная область Западной Европы, расположенная, по Г. Штилле, на скрещении крупных геосинклинальных систем. Область имеет блоковое строение, при котором кристаллические массивы окружаются зонами прогибов. В прогибах — колчеданные месторождения, в кристаллических блоках — плутоногенные гидротермальные месторождения олова, свинца, цинка (Рудные горы). В других случаях (Рудный Алтай, Калба-Нарымская зона, Забайкалье и др.) отмечается приуроченность месторождений олова и вольфрама к интрагеосинклиналям, а месторождений свинца и цинка — к сопряженным с ними интрагеоантиклиналям (Радкевич, 1959).

В ходе эволюции земной коры плутоногенные гидротермальные месторождения образовывались на всем протяжении от глубокого до-

кембрия до юных альпинид. Учтенные автором месторождения докембрийского возраста входят в число платформенных (см. рис. 191). Наибольшие количества послепротерозойских месторождений принадлежат герцинским и альпийским геосинклинальным зонам, наименьшие — каледонидам и мезозоидам. Для полиметаллических месторождений эта закономерность подтверждается и распределением запасов, как мировых (Быховер, 1963), так и выборки автора (рис. 192). Скудость каледонид плутоногенными гидротермальными месторождениями, вероятно, объясняется тем, что они как складчатые зоны закончили свое существование еще в раннем периоде развития. В целом по размаху оруденения мезозойская эпоха значительно уступает палеозою и кайнозою, но для нее характерны многочисленные месторождения олова, вольфрама, молибдена (Китай, Малаккская провинция, Южная Корея), а также и золота (Канада, США, СССР: Забайкалье и Северо-Восток).

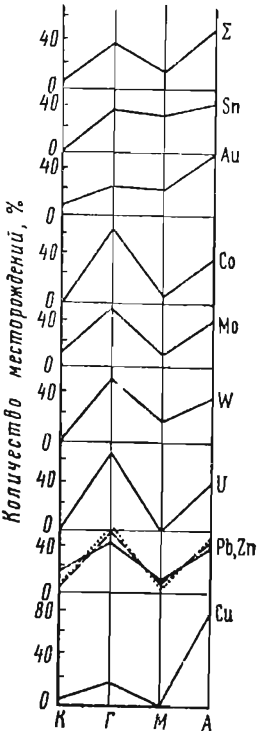


Рис. 192. Распределение послепротерозойских месторождений по геосинклинальным зонам различного возраста (К — каледониды, Г — герциниды, М — мезозоиды, А — альпиниды)

В общее число Σ входят также месторождения ванадия, сурьмы, мышьяка и флюорита. Для свинцово-цинковых месторождений пунктиром обозначено распределение запасов по Н. Быховеру (1963), точечным пунктиром — по данным выборки

Принадлежность к той или иной геоструктурной зоне не всегда свидетельствует о возрасте месторождения. По В. Смирнову, все металлогенические провинции Советского Союза полицикличны: в их пределах совмещаются месторождения двух, трех и даже четырех эпох. Наблюдается повторяемость месторождений одних и тех же металлов от более древних к более молодым эпохам рудообразования.

При всем своем разнообразии в пространстве и времени геотектонические формы, которым свойственны плутоногенные гидротермальные месторождения, общи одним: внедрением кислой магмы в такие участки и горизонты земной коры, где создаются благоприятные условия для отделения рудообразующих флюидов с универсальным механизмом выноса, транспортировки и отложения рудного вещества. К таким главнейшим условиям относятся: глубина внедрения, не превышающая 5 *км*, и обязательная принадлежность к зонам повышенной деформированности.

Материнские гранитоидные интрузии и связь месторождений с ними

Не подлежит сомнению, что салические гидротермальные плутоногенные месторождения порождаются гранитным магматизмом. Однако степень и форма связи месторождений с интрузиями разнообразны, они не укладываются в какую-либо единую универсальную схему, как это представлялось в свое время В. Эммонсу и А. Ферсману. Месторождения образуются не только в различных геоструктурных зонах, в разных частях и на разных этапах их развития, но и в связи с различными формациями и фациями гранитоидов, отражающими до некоторой степени соответствующие геотектонические условия.

Гранитоиды по происхождению начали различаться недавно, и мы еще не располагаем достаточным материалом, чтобы оценить роль в рудообразовании той или иной их генетической группы. Можно только

сказать, что из выделяемых Г. Ридом, К. Смуликовским, Н. Судовиковым генетических типов гранитоидов несомненно сопровождаются плутоногенными гидротермальными месторождениями как магматические (палингенные и регенерационные), так и гибридные (синтектические и анатектические).

Гранитоидные массивы, в том числе и крупные, образуются на разных глубинах от земной поверхности. Возможность возникновения описываемых месторождений ограничивается сравнительно малыми глубинами, на которых присходит не только становление сквозных батолитов, но и внедрение не менее продуктивных пластовых интрузий (гранитных плит), имеющих при площади в тысячи квадратных километров мощность всего в несколько километров. По В. Коптеву-Дворникову и др. (1960), такие очень ограниченные размеры по вертикали характерны для крупных гранитных массивов рудных провинций Центрального Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Дальнего Востока. На Урале крупнейшие Верх-Исетский и Мурзинский массивы, по данным геофизики, имеют вертикальную мощность всего лишь 2—3 *км*. Плутоногенные гидротермальные месторождения ассоциируются также с лакколитами, штоками и другими гранитными плутонами среднего размера. Обычна ассоциация их и с так называемыми малыми интрузиями, самостоятельность которых и особая судьба в гранитном магматизме некоторыми исследователями сильно преувеличивается.

По разнообразию условий и форм связи с магматизмом особенно показательны золоторудные месторождения. По Ю. Билибину и М. Бородаевской (1960), золотоносные кварцевые жилы появляются еще в ранние этапы развития подвижных зон до внедрения гранитных батолитов в связи с формацией малых интрузий — добатолитовых даек (Северо-Восток СССР, Калифорния, Аляска). Затем многочисленные месторождения золота сопутствуют разновозрастным батолитам (возможно, и батолитоподобным плитам) как слабо дифференцированным интрузивам главной фазы (Енисейский кряж, Витимо-Патомское нагорье, Джугджурская провинция, Ленский район), так и дополнительным послескладчатым гибридным плутонам второго порядка гранодиоритового, диоритового, монцонитового состава (Северный Казахстан, Кузнецкий Алатау, Хакассия, Северо-Восток). Для многих уральских месторождений (Кочкарь, Джетыгара) характерна связь с дайками порфиров и порфиритов, сопровождающих батолиты ранних этапов. Немаловажное значение имеют также месторождения, связанные с формацией послебатолитовых малых интрузий (Березовское на Урале, Амур и Приморье).

Химический и минеральный составы, а также текстурно-структурные признаки гранитоидов, с которыми ассоциируются гидротермальные плутоногенные месторождения, тоже весьма разнообразны. Многочисленные конкретные схемы связи отдельных металлов и их сочетаний с определенными фациями и фазами гранитных интрузий обычно не выходят за рамки местного значения. Попытки выделения типов магм, продуктивных в отношении того или иного металла, на основе металлогенической специализации интрузий привели пока к скромным, большей частью неопределенным результатам. Нахождение месторождений какого-либо металла в связи с массивами, отличающимися его повышенным содержанием, вполне возможно, поскольку подтверждается хотя и не многочисленными, но ясными примерами (оловоносные граниты Тихоокеанского пояса, колумбитоносные граниты Нигерии). Но, с другой стороны, эти примеры совершенно не могут служить доказательством отсутствия связи месторождений с теми массивами, где такой специализации не наблюдается. Для большинства металлов специализация интрузивов вообще не установлена.

Внимание привлекает закономерность бóльшего масштаба, заключающаяся в иногда очень резкой специализации металлогенических провинций и поясов и отражающая не специфику отдельных интрузий, а гетерогенность состава земной коры. Особенно это характерно для Тихоокеанского пояса и сопредельных активизированных территорий: оловянные провинции его азиатского и южноамериканского секторов, а также медно-порфировая провинция Южной Америки имеют мировое значение. Выделяются урановые провинции США, редкометальные провинции Казахстана, Средней Азии, полиметаллическая провинция Северного Кавказа и др. В этих провинциях, так же как и во многих других, характер рудной минерализации сохраняется неизменным на огромной территории.

Относительное обогащение гранитной магмы теми или иными металлами вызывается различными причинами, недоступными непосредственной проверке. В этом случае, как и во многих других, мы опираемся на более или менее удачные логические построения, вовлекая с течением времени в обсуждение все большее число разнообразных факторов. Неравномерное содержание металлов-примесей в гранитоидах объясняется как процессами, протекающими внутри самой магмы, так и химизмом среды, в которой она зарождается. В первом случае играют роль явления гибридизма и ассимиляции, а также эманационная дифференциация, с которой связывается, в частности, обогащение эндоконтактовых, особенно апикальных частей интрузивов оловом, вольфрамом, молибденом, бериллием, фтором и другими элементами.

Специфика металлогенических провинций определяется зараженностью соответствующими металлами тех участков земной коры, в которых возникает палингенная гранитная магма. В качестве одного из возможных вариантов такой специализации заслуживает внимания схема, предложенная В. Барсуковым (1964) для оловоносных интрузий. Палингенное происхождение этих интрузий за счет расплавления песчано-глинистых пород дает возможность предполагать локальное обогащение последних оловом и другими металлами. Такие обогащенные песчано-глинистые фации в пределах провинции отлагались в одинаковых геолого-структурных и физико-химических условиях, в единой палеогеографической обстановке, что затем и отразилось на образовании и размещении соответствующих эндогенных металлогенических поясов. Последующее выветривание гранитоидов вновь может привести к избирательному накоплению металлов в определенных фациях песчано-глинистых пород, а затем и к новому вовлечению их в расплав. Это может повторяться неоднократно со все более глубоким разделением металлов и большей контрастностью специализации интрузий. В связи с этим обращает на себя внимание закономерное увеличение во времени (от древних металлогенических эпох к молодым) количества оловорудных месторождений и их масштаба.

Повышенная оловоносность гранитоидных интрузий, отдающих затем олово сопутствующим месторождениям, может быть связана и с ассимиляцией. По В. Барсукову, сульфидно-касситеритовые месторождения Мяо-Чанского района (Хабаровский край) ассоциируются с гибридными гранитоидами, источником олова которых служат доступные исследованию нижнеюрские осадочно-метаморфические породы, образованные, в свою очередь, в результате аккумуляции материала размываемых толщ пермокарбона. Материалом палингенных и гибридных гранитоидов являются в основном осадочные породы. Несомненно, что и специализация интрузий и особенно металлогенический облик провинций определяются прежде всего дифференциацией металлов в осадочном процессе. Для проблем эндогенного рудообразования должна представлять интерес полная история формирования рудоносных

областей с реконструкцией физико-химических условий осадконакопления и палеогеографической обстановки.

По характеру связи с интрузиями и своему местонахождению относительно них плутоногенные гидротермальные месторождения подразделяются на два уже упомянутых ранее класса, различающихся и другими существенными признаками. Пользуясь терминологией Г. Шнейдерхёна, эти классы можно было бы назвать интраинтрузивным и апоинтрузивным. К интраинтрузивному классу принадлежат месторождения, располагающиеся в непосредственной близости от материнских интрузивов или внутри них. Генетическая связь таких месторождений с интрузивом устанавливается рядом объективных признаков (Бетехтин, 1953), в первую очередь пространственным сочетанием и взаимопереходами с грейзеновыми, пегматитовыми или скарновыми телами, несущими то же оруденение. Наиболее типичны для этого класса кварцевые жилы с промышленными концентрациями вольфрама, олова, молибдена, в меньшей степени бериллия, ниобия, редких земель, обычно сопровождающие лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты. Анализ размещения 285 месторождений олова, вольфрама и молибдена, произведенный М. Штемпроком (Конференция..., 1963), показал, что 40% из них находится внутри интрузивов, 29% захватывают одновременно эндо- и экзоконтактную зону, 24,5% приурочено к экзоконтактной зоне, и только в 6,5% случаев не имеется данных о положении месторождений относительно материнских гранитов.

Большинство плутоногенных гидротермальных месторождений относится к апоинтрузивному классу с разной степенью удаления их от интрузивов, послуживших источником рудного вещества. Непосредственной пространственной ассоциации месторождений с материнскими интрузивами в данном случае не наблюдается, что приводит к различным взглядам на возможность связи некоторых из них с гранитным магматизмом вообще, вплоть до полного ее отрицания. Однако по условиям и механизму образования месторождений этого класса близость источника рудообразующих растворов исключается, и всякие попытки увидеть его рядом, да еще в одном горизонтальном сечении, всегда должны вызывать сомнение. Желание некоторых исследователей видеть все стороны какого-либо процесса в доступной нам поверхностной части земной коры абсурдно. Не менее абсурдно и вытекающее из этого утверждение о том, что если предполагать источник рудного вещества где-то на глубине, то это значит отказаться от познания процесса рудообразования вообще.

Непременная связь месторождений с гранитоидами легко обнаруживается в региональном аспекте, для чего достаточно мысленно представить макет поверхности земного шара, на которой для наглядности сохранены только гранитные интрузии и салические плутоногенные гидротермальные месторождения. Впечатление будет яркое, убедительное для любого скептика. В любом рудном районе вопрос такой связи решается ясно и однозначно, когда восстановлена история его геологического развития и раскрыт процесс эволюции этого участка земной коры. Что же касается конкретных связей месторождений с интрузивными телами, то здесь основными критериями служат статистически устанавливаемые закономерные пространственные взаимоотношения между определенными типами месторождений и интрузивных пород, близкое по времени их образование, приуроченность к одним и тем же структурам, геохимическая общность, которая, благодаря чувствительным индикаторам, может быть весьма показательной.

К числу важнейших критериев связи относится зональность в расположении рудных скоплений различных металлов вокруг гранитных

массивов и их групп, проявляющаяся далеко не везде и не всегда, но ставшая весьма популярной благодаря В. Эммонсу, который положил ее в основу своей схемы формирования гидротермальных месторождений. Помимо В. Эммонса (1933; Геология..., 1937), характерные примеры такой зональности описаны В. Смирновым (1965_1), Ч. Парком (1959), Х. Дьюи, Р. Сэлсом и Ч. Мейером, Д. Эвансом, А. Эдвардсом и др. Интересные новые данные о зональности можно найти в Трудах Пражского симпозиума (Конференция..., 1963, 1965), посвященного проблемам постмагматического рудообразования, на котором этот вопрос был одним из главных предметов дискуссии.

В основе всех проявлений зональности лежит единая закономерность, выражающаяся в смене высокотемпературных месторождений и минеральных ассоциаций все более низкотемпературными по мере удаления от одиночного крупного интрузива или центра поля интрузивов. Зональность отражает в пространстве ту последовательную смену минеральных парагенезисов во времени (стадии рудоотложения), которая в тех или иных качественных и количественных сочетаниях наблюдается в каждом месторождении. В отдельных месторождениях эта же закономерность проявлена в виде вертикальной зональности.

Весьма существенным доказательством связи плутоногенных гидротермальных месторождений с гранитным магматизмом является не только обычное их совместное нахождение с дайками, но и тесное переплетение стадий рудоотложения с этапами внедрения даек, не вызывающее сомнения в том, что они порождаются одним долго живущим магматическим очагом. Парагенетическая связь многих апоинтрузивных месторождений не только с трещинными дайками, но и с более крупными телами, объединяемыми общим понятием малых интрузий, очень характерна.

Интраинтрузивные месторождения олова и вольфрама связаны преимущественно с наиболее поздними дифференциатами сложных интрузий, обогащенными летучими лейкократовыми гранитами и аляскитами. Апоинтрузивные месторождения, значительно более удаленные от источника рудообразующих растворов, могут ассоциироваться с различными фациями, представленными гранитоидами разнообразного состава. Строгой приуроченности месторождений определенных металлов к определенным разновидностям гранитоидов не наблюдается. Большинство сульфидных месторождений цветных и редких металлов встречается в районах распространения нормальных гранитов и гранодиоритов. Некоторые исследователи обращают внимание на тенденцию их преимущественной связи с гранитоидами пониженной кислотности, обусловленной ассимиляцией основных пород, поставляющих одновременно и металлы для гидротерм.

Металлогеническое многообразие рудных провинций и геоструктурных зон в целом с зонально-поясовым распределением различных рудных формаций создается не дифференциацией единого магматического очага, а параллельным или последовательным развитием ряда самостоятельно возникающих и действующих очагов, расположенных в разных частях провинций на разной глубине. Геофизические и геохимические данные позволили высказать предположение о многоярусном расположении интрузивов в земной коре и о том, что во многих случаях, если не всегда, каждому тектоно-магматическому этапу отвечает свой магматический очаг.

Геологические типы и особенности строения месторождений

Плутоногенные гидротермальные месторождения — сложные минеральные системы с присущими им закономерностями пространственного размещения, обусловленными спецификой происхождения. Как

образования эпигенетические, неравновесные с окружающими твердыми породами, они в своем размещении должны всегда приспосабливаться к существующей геологической обстановке, находить возможности для накопления руд, содержащих иногда миллионы тонн металла. Здесь могут быть два крайних случая: 1) использование полого пространства, преобладающее отложение в трещинах, 2) образование руд вследствие метасоматического замещения. Эти два типа отложения проявляются как самостоятельно, так и обычно в сочетании друг с другом.

По условиям отложения месторождения подразделяются, вслед за А. Бэтманом (1949), на естественные геологические типы, без опасения не угодить снобам от науки, полагающим всякую классификацию генетической только тогда, когда она опирается на физико-химические параметры и гипотетические представления. Различаются следующие месторождения и рудные тела:

I. Образованные путем выполнения трещин и их систем
   1. Жильные
      Сплошные (сам рудный минерал образует жильное тело)
      Вкрапленные (неравномерная вкрапленность рудного минерала и рудные столбы, бонанцы, гнезда в нерудном жильном теле)
   2. Штокверковые

II. Образованные путем метасоматического замещения
   1. Сплошные (массивные)
      По карбонатным породам
      По силикатным породам
   2. Вкрапленные
      В массивных породах
      В зонах дробления, смятия, рассланцевания

III. Образованные сочетанием выполнения трещин и замещения
   1. Прожилково-вкрапленные
   2. Сложного строения

В основе **жильного** типа, к которому относится большинство месторождений, лежит элементарная трещина, дающая многочисленные и разнообразные сочетания и комбинации в зависимости от геологической позиции рудного поля, происхождения и типа рудоконтролирующих структурных элементов. Сочетания трещин могут быть универсально простыми, приводя к образованию редких одиночных жил или же более распространенных их параллельных серий, весьма сложными и даже причудливыми. Структуры рудных полей и месторождений жильного типа описаны в многочисленных оригинальных работах, а также в ряде монографий и специальных руководств (Бородаевский, 1960; Великий, 1961; Ф. Вольфсон, В. Крейтер, В. Смирнов и др.). С точки зрения генезиса месторождений эта сторона одна из наиболее ясных, опирающаяся на законы механики и поддающаяся непосредственному изучению в поле.

Помимо пространства для заполнения, трещины в рудообразовании могут также играть роль каналов, подводящих растворы, или, наоборот, служить препятствием для их распространения. Трещины часто сопровождаются дополнительными деформирующими и маскирующими их явлениями: раздвиганием стенок, метасоматозом вдоль них, выщелачиванием, обрушением. Трещины обладают ограниченной протяженностью на глубину, и если исключить возможность фильтрации через поры горных пород, то для подвода гидротермальных растворов к ним необходима или близость источника последних (интраинтрузивный класс), или же обязательное наличие более крупного дизъюнктивного элемента — разлома, могущего уходить на значительные глубины. Размеры жильных тел по простиранию и падению, при мощности от де-

сятков сантиметров до первых метров, обычно колеблются в пределах сотен метров, редко достигая нескольких километров по горизонтали и 1,5—3 *км* по вертикали (Кирклэнд Лейк, Комсток Лод, Гресс Валлей в США, Колар в Индии и др.).

Эмпирическое распределение размеров рудных жил по всем трем измерениям — простиранию, падению и мощности произведенной выборки хорошо согласуется с логнормальныым законом при однородности дисперсий, независимо от металла, возраста жил и геотектонических условий их нахождения. Средние значения этих параметров показаны на рис. 193. Среднее отношение размеров по падению к размерам

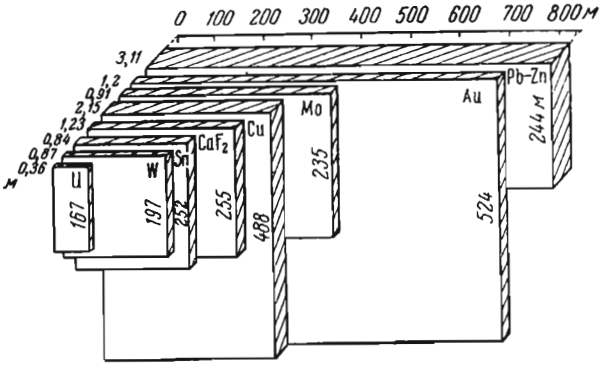


Рис. 193. Средние размеры жильных тел

Мощность: $S_{lg\,Pb-Zn}=0{,}383$; $S_{lg\,Au}=0{,}425$; $S_{lg\,Mo}=0{,}440$; $S_{lg\,Cu}=0{,}653$; $S_{lg\,CaF_2}=0{,}757$; $S_{lg\,Sn}=0{,}463$; $S_{lg\,W}=0{,}366$; $S_{lg\,U}=0{,}779$; $\overline{S}_{lg\,X}=0{,}496$; $B=3{,}01<\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1$. Длина по простиранию: $S_{lg\,Pb-Zn}=0{,}614$; $S_{lg\,Au}=0{,}670$; $S_{lg\,Mo}=0{,}565$; $S_{lg\,Cu}=0{,}584$; $S_{lg\,CaF_2}=0{,}469$; $S_{lg\,Sn}=0{,}693$; $S_{lg\,W}=0{,}621$; $S_{lg\,U}=0{,}808$; $\overline{S}_{lg\,Y}=0{,}650$; $B=6{,}1<\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1$. Длина по падению: $S_{lg\,Pb-Zn}=0{,}572$; $S_{lg\,Au}=0{,}417$; $S_{lg\,Mo}=0{,}483$; $S_{lg\,Cu}=0{,}392$; $S_{lg\,CaF_2}=0{,}083$; $S_{lg\,Sn}=0{,}380$; $S_{lg\,W}=0{,}643$; $S_{lg\,U}=0{,}462$; $\overline{S}_{lg\,Z}=0{,}483$; $\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1<B=14{,}23<\chi^2_{0{,}02}(7)=16{,}6$

по простиранию равно единице, но при значительных колебаниях от 0,3 для свинцово-цинковых жил и 0,55 для молибденовых до 1,4 для медных и 2,3 для урановых. Мощность жил пропорциональна их площади в остальных двух измерениях (рис. 194), исключение составляют только золоторудные жилы с соотношением параметров 1 : 600 : 450.

Для жильных месторождений с неравномерным распределением металла особенно характерны рудные столбы, подчиняющиеся литологическому и структурному контролю. Они образуются в результате отложения в открытых полостях, экранирования, многократного брекчирования и цементации, внутрирудных подвижек, скрещения трещин и жил и многих других причин, свидетельствующих о длительной сложной истории формирования месторождений (Бородаевский, 1960; Шахов, 1964). Среди других пространственных закономерностей в жилах и прочих типах залежей важное генетическое значение имеет уже упоминавшаяся зональность изменения по мощности, простиранию и падению минерального и связанного с ним химического состава, зональность повторяющаяся и неповторяющаяся, стадийная и фациальная (Смирнов, 1965; Конференция ....., 1963, 1965).

Значительно распространен также **штокверковый** тип рудных тел, являющийся, например, для молибденовых месторождений главнейшим. Сеть закономерно ориентированных прожилков выполняет в штокверках линейные и радиально-кольцевые системы трещин. Первые обусло-

влены подвижками вдоль тектонических нарушений, вторые объясняются давлением динамически активной магмы. Различное влияние физико-механических свойств вмещающих пород на распределение трещин может привести к локализации штокверкового оруденения под экранами, вокруг жестких упоров, или в просто механически благоприятных породах. В результате образуются штокверки различной формы: изометричные, кольцеобразные, пластообразные крутого или пологого падения, неправильные. Площадь штокверков в плане может достигать 1—2 *км*^{2}, а размеры по вертикали 300—500, реже 1200—1700 *м*. Небольшая выборка линейных параметров штокверков показала их среднюю мощность близкой к 100 *м* при хорошем согласии распределения с логнормальным законом. При заметном сопутствующем вкрапленном оруденении штокверковый тип смыкается с **прожилково-вкрапленным.**

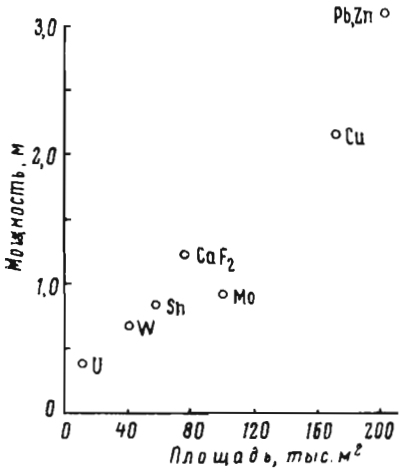


Рис. 194. Соотношение мощности рудных жил с площадью их поверхности в двух других измерениях (средние значения)

Месторождения **замещения** по условиям отложения более разнообразны и контролируются уже не только структурными, но и литологическими факторами, причем в число последних наряду с химическим составом входят свойства замещаемой породы. Здесь возможны различные сочетания двух крайних типов замещения: химически благоприятных, главным образом карбонатных пород, среди которых благодаря более широкому распространению на первом месте находятся известняки, и пород силикатных, с благоприятными физико-механическими свойствами. В последнем случае, в отличие от карбонатных пород, по которым образуются сплошные руды, в подавляющей массе возникают вкрапленные руды, так как рудные минералы в них должны сопровождаться нерастворимыми нерудными продуктами реакций замещения.

Выделяются и такие месторождения, в которых локализация рудных тел среди силикатных пород возможна лишь в результате непременного сочетания соответствующих физико-механических свойств с определенным химическим составом. Помимо отложения в массивных сильно растресканных породах, вкрапленные руды и мелкие тела массивных руд распространены также в зонах дробления, смятия, рассланцевания.

Как и для месторождений жильного типа, выборка показывает хорошее соответствие логнормальному закону распределения размеров метасоматических залежей по всем трем измерениям: простиранию, падению и мощности при однородности дисперсий с параметрами жильных тел, независимо от металла, возраста и принадлежности к геоструктурной зоне. Средние значения параметров метасоматических залежей (рис. 195) неоднородны со значениями для жильных тел, и единой совокупности с последними они не составляют.

Количественное распределение месторождений разных металлов и различных классов по геологическим типам различно. Так, например, интраинтрузивные месторождения олова, вольфрама и молибдена представлены жилами и штокверками, большинство золоторудных месторождений — жильные, медь с часто сопутствующим молибденом образует *крупнейшие месторождения прожилково-вкрапленного типа*, а свинцово-цинковые полиметаллические руды — метасоматические за-

лежи в известняках. Некоторая статистика на основе выборки автора (табл. 42) свидетельствует об определенной закономерности уменьшения количества месторождений жильного и штокверкового типов у металлов, отлагающихся в наибольшем удалении от материнской интрузии за счет увеличения числа месторождений, образующихся метасоматическим путем. Если учесть особую роль прожилково-вкрапленного (меднопорфирового) типа, то получается определенный ряд от вольфрама через олово, молибден, золото к меди, свинцу и цинку. Рудоконтролирующее трещинообразование в направлении от интрузивов явно затухает, и растворы для сбрасывания своего полезного груза вынуждены изыскивать иные возможности. Это, вероятно, вполне естественно,

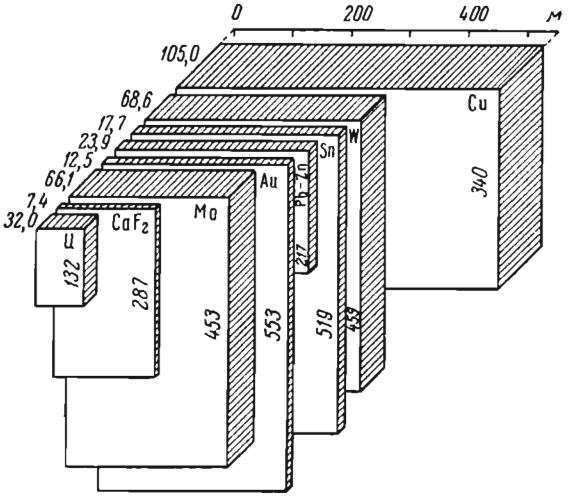


Рис. 195. Средние размеры метасоматических залежей Мощность: $S_{lgCu}=0{,}516$; $S_{lgW}=0{,}520$; $S_{lgSn}=0{,}434$; $S_{lgPb-Zn}=0{,}463$; $S_{lgAu}=0{,}442$; $S_{lgMo}=0{,}722$; $S_{lgCaF_2}=0{,}618$; $S_{lgU}=0{,}457$; $\overline{S}_{lgX}=0{,}494$. $B=4{,}15<\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1$. Длина по простиранию: $S_{lgCu}=0{,}355$; $S_{lgW}=0{,}530$; $S_{lgSn}=0{,}466$; $S_{lgPb-Zn}=0{,}503$; $S_{lgAu}=0{,}413$; $S_{lgMo}=0{,}496$; $S_{lgCaF_2}=0{,}505$; $S_{lgU}=0{,}555$; $\overline{S}_{lgY}=0{,}472$. $B=2{,}18<\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1$. Длина по падению: $S_{lgCu}=0{,}319$; $S_{lgW}=0{,}339$; $S_{lgSn}=0{,}311$; $S_{lgPb-Zn}=0{,}513$; $S_{lgAu}=0{,}392$; $S_{lgMo}=0{,}255$; $S_{lgCaF_2}=0{,}108$; $S_{lgU}=0{,}432$; $\overline{S}_{lgZ}=0{,}415$. $B=5{,}1<\chi^2_{0{,}05}(7)=14{,}1$

так как в зоне контакта таких разнообразных сред, какими являются гранитный массив и окружающие его толщи пород, обязательно должны были возникнуть дополнительные напряжения, которые приводили к появлению добавочных систем трещин и к повышению трещиноватости и проницаемости приконтактовой зоны в целом.

Месторождения и рудные тела чрезвычайно редко встречаются одиночными, для них обычно кучное расположение. Рудные тела группируются в месторождения, месторождения, сочетаясь друг с другом, образуют рудные поля, а рудные поля группируются в рудные узлы и районы, которые, в свою очередь, составляют рудные провинции. Объединение месторождений в провинции с резкими границами их распространения уже само собой может свидетельствовать об общности происхождения, что еще более подчеркивается внутренними закономерностями расположения месторождений и их связи: линейностью, зональностью и др.

В выборке размеры рудных полей распределяются в соответствии с логнормальным законом, хотя и колеблются в значительно бо́льших

Таблица 42

Распределение месторождений по их геологическим типам (на каждые сто месторождений)

Тип месторождения	W	Sn	Au	Mo	Cu	Pb и Zn
Выполнения трещин и их систем	100	83	75	64	32	37
жилы	87	67	73	48	30	37
штокверки	13	16	2	16	2	—
Метасоматического замещения	—	17	25	8	21	63
вкрапленные	—	2	16	—	9	2
массивные	—	9	—	—	12	55*
в зонах дробления, рассланцевания	—	6	9	8	—	6
Комбинированные (прожилково-вкрапленные)	—	—	—	28	47	—

* Из них 40 по известнякам.

пределах по сравнению с параметрами месторождений. Средние значения составляют от 2—3 $км^2$ для полей вольфрамовых и молибденовых месторождений интраинтрузивного класса до 30 $км^2$ для месторождений олова и 77 $км^2$ — золота.

Структурно-геологические позиции рудных полей, хотя в большинстве случаев и определяются положением и типом гранитного массива, с которым ассоциируются месторождения, все же весьма разнообразны. Месторождения, так же как и интрузивы, с которыми они связаны, могут располагаться: 1) по разломам и в зонах разломов, рассланцевания, повышенной трещиноватости; 2) в осевых частях и крыльях антиклиналей; 3) в осевых частях и крыльях синклиналей. Рудоконтролирующие структуры могут быть сформированы заранее и образовываться одновременно с месторождениями. Длительность рудообразования сопоставима с длительностью образования тектонических структур.

Не только интраинтрузивные, но и многие апоинтрузивные месторождения располагаются внутри гранитоидных массивов, подчиняясь в своем распределении внутриинтрузивной тектонике. Вмещающими в таких случаях могут быть затвердевшие краевые части материнских интрузивов, их апофизы и самостоятельные мелкие тела, выклинивающиеся на глубине: штоки, трубообразные залежи, дайки и др. Апофизы и небольшие интрузивы отражают движение расплава вдоль трещинных зон, поражающих часто не только породы кровли, но и ранее затвердевшие части магматического тела, что весьма способствует попутному удалению из последнего рудообразующих флюидов, приводящему, в свою очередь, к образованию месторождений не только внутри этих интрузий, служащих зонами повышенной проницаемости, но и в окружающих породах.

Распределение металлов, минеральный состав, околорудные изменения

При оценке промышленного значения плутоногенных гидротермальных месторождений уже обращалось внимание на большой список концентрирующихся в них металлов. Месторождения этой группы в подавляющем большинстве являются комплексными. Пожалуй, только некоторые типы золотоносных жил, в силу низких требований к содержанию в руде этого металла, играющего особую роль в жизни челове-

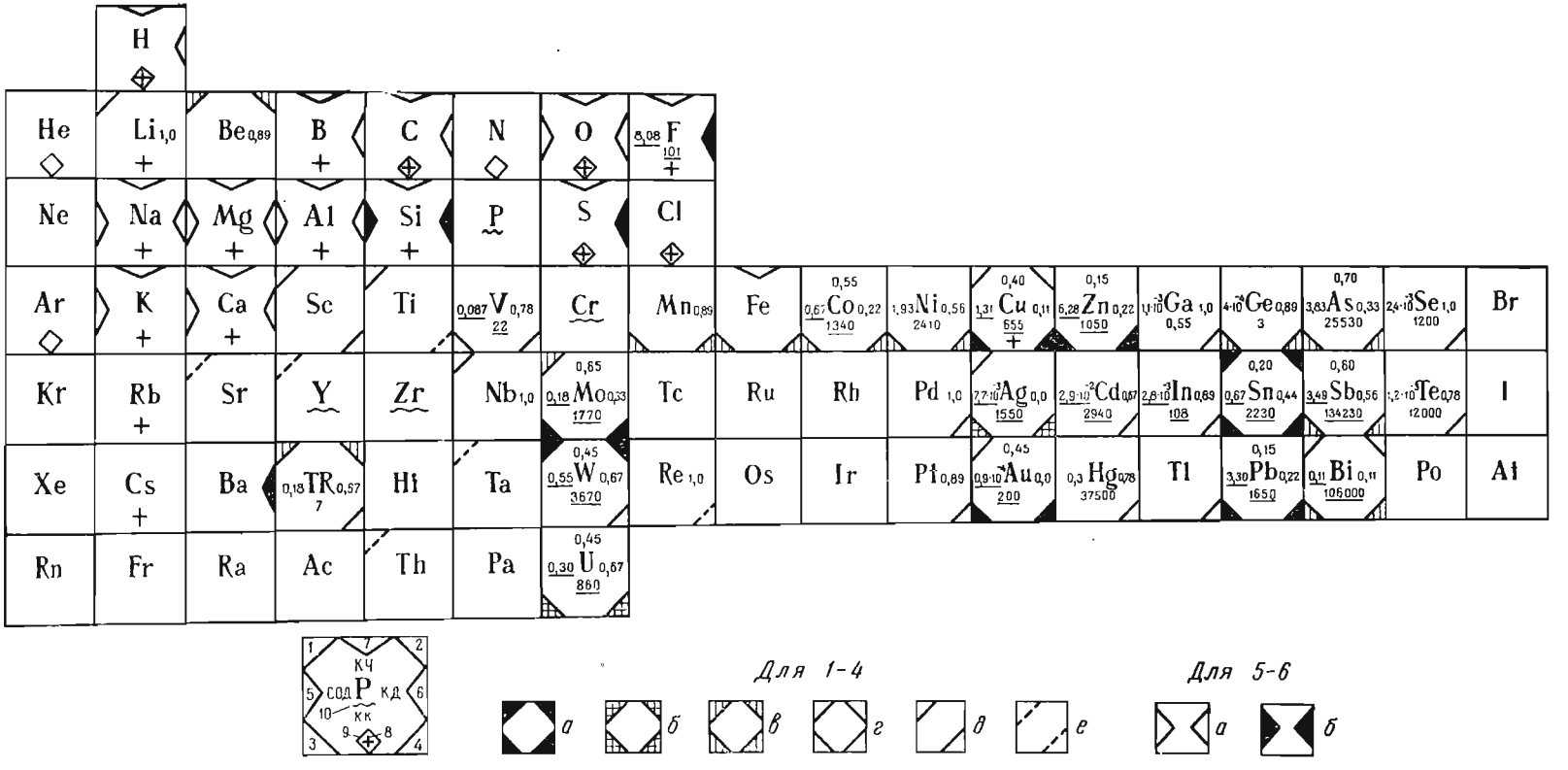


Рис. 196. Геохимическая таблица салических плутоногенных гидротермальных месторождений

1—4 — промышленные металлы месторождений интраинтрузивного (*1*, *2*) и апоинтрузивного (*3*, *4*) классов. *а* — находятся в количествах, составляющих 40—95% мировых запасов; *б* — образуют значительные запасы; *в* — образуют самостоятельные месторождения; *г* — извлекаются в комплексе из многих месторождений; *д* — извлекаются или могут извлекаться (определены запасы); *е* — присутствуют в количествах, возможных для извлечения. *5—6* — элементы, образующие жильное тело (*а*) в месторождениях интраинтрузивного (*5*) и апоинтрузивного (*6*) классов, в том числе сами служащие объектом добычи (*б*); *7* — элементы, входящие в состав околорудных образований; *8* — элементы, установленные в жидких включениях; *9* — элементы, содержащиеся в газах, извлеченных из жильных и рудных минералов; *10* — элементы, образующие акцессорные минералы

КК — коэффициент концентрации; КД — коэффициент дифференциации; КЧ — коэффициент чистоты; Сод — среднее содержание (КК и Сод неподчеркнутые вычислены на основании ограниченного числа данных)

чества, не содержат промышленных концентраций металлов-спутников. Такое отличительное свойство салических плутоногенных гидротермальных месторождений ярко отражает условия и механизм их образования, создавая в то же время серьезные, иногда непреодолимые затруднения для попыток их классификации и выделения универсальных рудных формаций. В результате группа в целом и месторождения отдельных металлов в частности в настоящее время подразделяются в самых различных сочетаниях на разнообразные формации и семейства с общим числом таких подразделений, колеблющимся у отдельных исследователей в пределах двух порядков: от единиц до сотен. Вызывается это неустойчивостью и неопределенностью критериев разделения, классификационных признаков, а главное — односторонностью в их выделении.

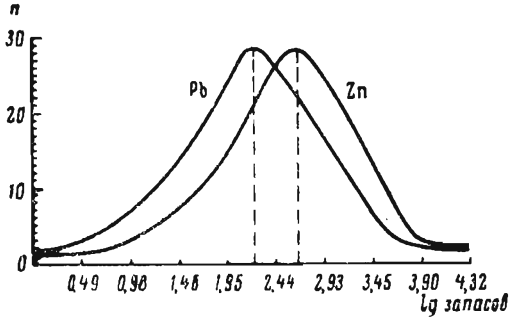


Рис. 197. Распределение запасов свинца и цинка
$\overline{x}_{\lg Pb}=2,1995$; $S_{\lg Pb}=0,783$;
$\chi^2_{Pb}=11,56<\chi^2_{0,05}(4)=9,5$
$\overline{x}_{\lg Zn}=2,5173$; $S_{\lg Zn}=0,688$;
$\chi^2_{Zn}=7,4<\chi^2_{0,05}(3)=7,8$

Если все же попытаться как-то классифицировать месторождения этой обширной группы, то, в первую очередь, следует подчеркнуть, что они по преобладающему металлу уже подразделяются на геохимические типы, из которых десять главных представлены месторождениями вольфрама, олова, молибдена, золота, кобальта, меди, свинца+цинка, урана, сурьмы, мышьяка; к ним присоединяется флюоритовый тип. Прочие геохимические типы характеризуются имеющими существенно меньшее значение месторождениями висмута, серебра, марганца, железа, ванадия. Некоторые постоянные сочетания преобладающих металлов, специфические черты и геологические условия нахождения месторождений приводят к выделению ряда рудных формаций, отнюдь не объединяющих всех представителей гидротермальной плутоногенной группы.

К таким главным формациям относятся: золоторудная, включающая многочисленные жильные месторождения одного золота, золото-мышьяковая, свинцово-цинковая с месторождениями замещения карбонатных пород, медно-молибденовая — так называемая меднопорфировая — с подформацией собственно медных месторождений, олово-вольфрамовая интраинтрузивного класса, олово-сульфидная, урановая, пятиэлементная (серебро, кобальт, никель, висмут, уран), сурьмяная, железо-марганцевая жильная, золото-серебряная. Из нерудных заслуживает внимания флюоритовая формация.

Роль и значение отдельных металлов в плутоногенных гидротермальных месторождениях разных классов отражены в сводной геохимической таблице (рис. 196), включающей и некоторые количественные данные, полученные в результате статистической обработки цифр запасов и содержаний флюорита и шестнадцати металлов: W, Mo, Sn, Au, Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, Co, U, Bi, In, Cd, TR, V, взятых в 64 различных выборках. Изменение количества металла и его содержания в руде от месторождения к месторождению во всех случаях не противоречит логнормальному закону, т. е. закону нормального распределения их логарифмов (рис. 197), характерному для сильно колеблющихся величин,

к которым относятся не только имеющие малые значения содержания, но и запасы. Как запасы, так и содержания каждого металла (а также и флюорита) принадлежат к единым генеральным совокупностям, обладают однородными дисперсиями и в распределении своих значений независимы от возраста месторождений и их расположения в геосинклиналях или на платформах. Средние значения запасов и содержаний всех выборок одного геохимического типа месторождений являются также равноценными.

Эти статистические данные еще раз подтверждают генетическую общность месторождений рассматриваемого типа при отсутствии влияния возраста и геотектонической обстановки. Месторождения объединяются единым источником — гранитной магмой, которая отдает рассеянные в ней металлы в количествах, пропорциональных их содержанию. Максимальное количество металла, сосредоточенное в одном месторождении, и суммарные запасы находятся в прямой зависимости от его среднего содержания в кислых интрузивных породах по данным как выборки (рис. 198), так и мировой сводки.

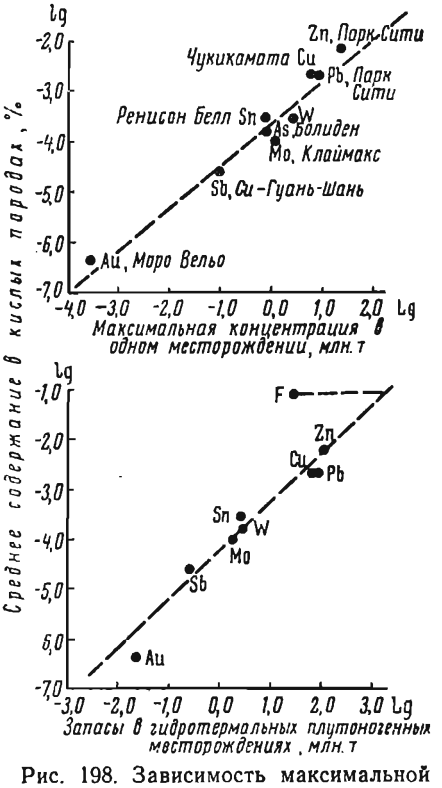


Рис. 198. Зависимость максимальной концентрации в одном месторождении и суммарных запасов металлов от их среднего содержания в кислых породах

Сопоставление средних содержаний металлов в рудах и кислых интрузивных породах дает возможность получить коэффициент концентрации (КК). Этот коэффициент показывает, в частности, что в качестве источника кобальта, никеля, меди, ванадия нет никакой необходимости привлекать основные породы, так как концентрация этих элементов в гранитоидах вполне достаточна для того, чтобы обеспечить их накопление в салических плутоногенных гидротермальных месторождениях. Следует добавить также, что их КК значительно меньше КК вольфрама, т. е. эти металлы могут быть извлечены даже из меньших объемов гранитной магмы, чем вольфрам, который никто не решится связывать с основными породами. По величине КК резко различаются три группы металлов: во-первых, большинство металлов, имеющих средние значения КК в пределах 650—3660, во-вторых, сурьма, висмут, мышьяк, ртуть, селен, КК которых оценивается в десятки тысяч, а для сурьмы и висмута даже в $1—1{,}3 \cdot 10^5$ и, в-третьих, рассеянные металлы, которые добываются при весьма низких концентрациях и их КК, естественно, очень мал. Галлий из сфалерита мы вынуждены извлекать даже при КК <1, так как его главная масса сосредоточена в силикатах.

Из магматического очага всегда выносятся ассоциации металлов. Несмотря на сильную тенденцию к их дифференциации при выносе, транспортировке и отложении, приводящую к преобладанию одного или двух металлов, полного их разделения не происходит. Комплексность месторождений усиливается еще и присутствием рассеянных металлов, концентрирующихся в них до промышленных масштабов.

В месторождениях интраинтрузивного класса часты промышленные концентрации металлов, образующих апоинтрузивные месторождения, и наоборот. Многочисленные комбинации промышленных скоплений главных, второстепенных и рассеянных металлов видны на рис. 199, где приведены только случаи, когда металл добывается или подсчитаны его запасы. Степень и чистота разделения могут быть переданы числовыми коэффициентами дифференциации и чистоты.

Коэффициент дифференциации (КД) равен 1,0, когда металл концентрируется до промышленных масштабов только в месторождениях одного геохимического типа, и равен 0,0, когда он находится в промышленных количествах во всех десяти главнейших типах. С по-

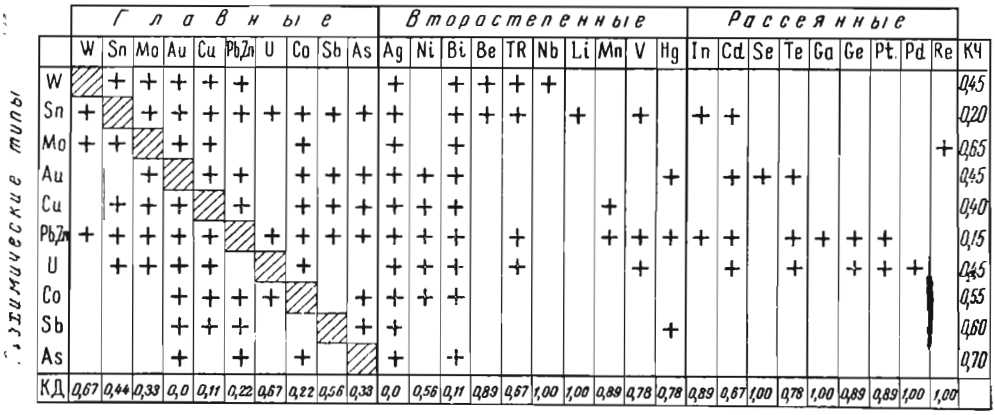


Рис. 199. Сочетания промышленных концентраций металлов в различных геохимических типах плутоногенных гидротермальных месторождений
КД — коэффициент дифференциации; КЧ — коэффициент чистоты

полнением данных и увеличением числа месторождений в выборке КД может только уменьшаться, но и сейчас уже он равен единице лишь у пяти второстепенных и рассеянных элементов. Что же касается главных металлов, то даже наиболее отсепарированные из них имеют КД=0,67. Наибольшими КД характеризуются металлы, занимающие крайние положения в едином генетическом ряду: образующие близкие к материнской интрузии месторождения интраинтрузивного класса (вольфрам и его спутники), или, наоборот, месторождения, сближающиеся с телетермальными (ртуть, сурьма).

Коэффициент дифференциации главных металлов, за исключением урана, о распространении которого мы имеем меньше данных, находится в прямой взаимозависимости с коэффициентом концентрации (рис. 200). Такое соотношение этих двух независимых показателей, выведенных совершенно различными методами, еще раз убедительно подтверждает генетическую связь салических плутоногенных гидротермальных месторождений с гранитными интрузиями, как источником рудного вещества. Сама же закономерность имеет простое объяснение: чем в большем числе месторождений и их типов распространен данный металл (чем меньше КД), тем меньше его содержание в руде превышает содержание в гранитоидах (тем меньше КК).

Коэффициент чистоты разделения (КЧ) учитывает комплекс двадцати главных и второстепенных металлов-спутников, сопровождающих в промышленных концентрациях преобладающий металл. В месторождениях вольфрама, золота, меди, кобальта и урана он близок, составляя 0,5±0,1; у полиметаллических свинцово-цинковых месторождений и у месторождений олова, входящего в промышленные

силикатные и сульфидные парагенезисы, КЧ небольшой. Наиболее высокий КЧ у сурьмы и мышьяка, отличающихся весьма большим КК, образующих преимущественно наиболее удаленные от источника и относительно низкотемпературные месторождения и имевшие, таким образом, возможность лучшей очистки.

Возможность корреляции запасов и содержаний некоторых металлов, образующих постоянные сочетания, была проверена несколькими выборками. В свинцово-цинковых месторождениях, содержащих в промышленных количествах также золото, серебро и медь, запасы свинца, цинка и меди достаточно хорошо коррелируются между собой ($r_{m_{PbZn}} = 0{,}71$; $r_{m_{ZnCu}} = 0{,}60$; $r_{m_{PbCu}} = 0{,}83$), на основании чего можно предположить, что количества этих металлов, привносимые в месторождения, соотносятся между собой всегда в определенной пропорции. Что же касается средних содержаний этих металлов в рудах, то корреляция между цинком и медью отсутствует, являясь сравнительно слабой для двух других пар ($r_{c_{PbCu}} = 0{,}37$, $r_{c_{PbZn}} = 0{,}25$) при очень больших доверительных интервалах. Явная корреляция наблюдается между содержаниями серебра и свинца ($r_{c_{AgPb}} = 0{,}57$) при полном отсутствии корреляционной связи серебра с цинком и медью. Не коррелируется в этих месторождениях также содержание золота с содержаниями серебра, меди, цинка и свинца.

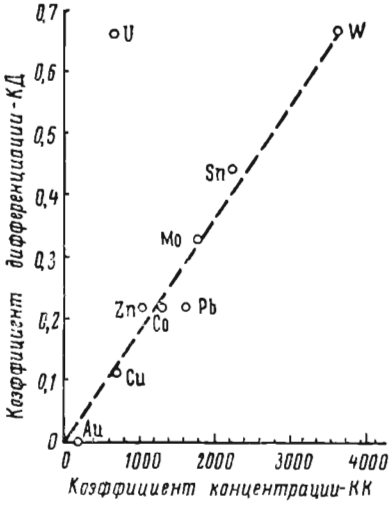


Рис. 200. Соотношение коэффициентов концентрации и дифференциации

В золоторудных месторождениях корреляции между содержаниями золота и сопутствующего серебра не наблюдается, отсутствует она и между содержаниями олова и вольфрама в оловорудных месторождениях интраинтрузивного класса. В меднопорфировых месторождениях существует явная обратная корреляция между содержаниями меди и молибдена ($r_{c_{CuMo}} = -0{,}65$), т. е. с увеличением содержания одного металла уменьшается содержание другого. Запасы и содержания до некоторой степени коррелируются друг с другом у свинца ($r_{Pb_{mc}} = 0{,}46$) и цинка ($r_{Zn_{mc}} = 0{,}24$), чем подчеркивается тенденция увеличения содержания металла в руде с увеличением размеров его месторождения, что характерно для случаев, когда последние слагаются преимущественно массивными рудами. Обратная корреляция между запасами металла и его содержанием в руде свойственна интраинтрузивным месторождениям вольфрама ($r_{W_{mc}} = -0{,}61$) с его неравномерным распределением в жильных и штокверковых телах. Между запасами и содержаниями золота, молибдена и меди в соответствующих месторождениях этих металлов корреляции не устанавливается.

Минеральный состав рассматриваемых месторождений сложен и разнообразен. Выборкой зафиксировано свыше 230 минералов, сочетающихся в различные парагенезисы, как роднящие месторождения друг с другом, так и отражающие особенности того или иного из них. Для познания генезиса обширной группы месторождений в целом в первую очередь важны общие их признаки, устойчивые при любой геологической обстановке. С этой точки зрения особый интерес представ-

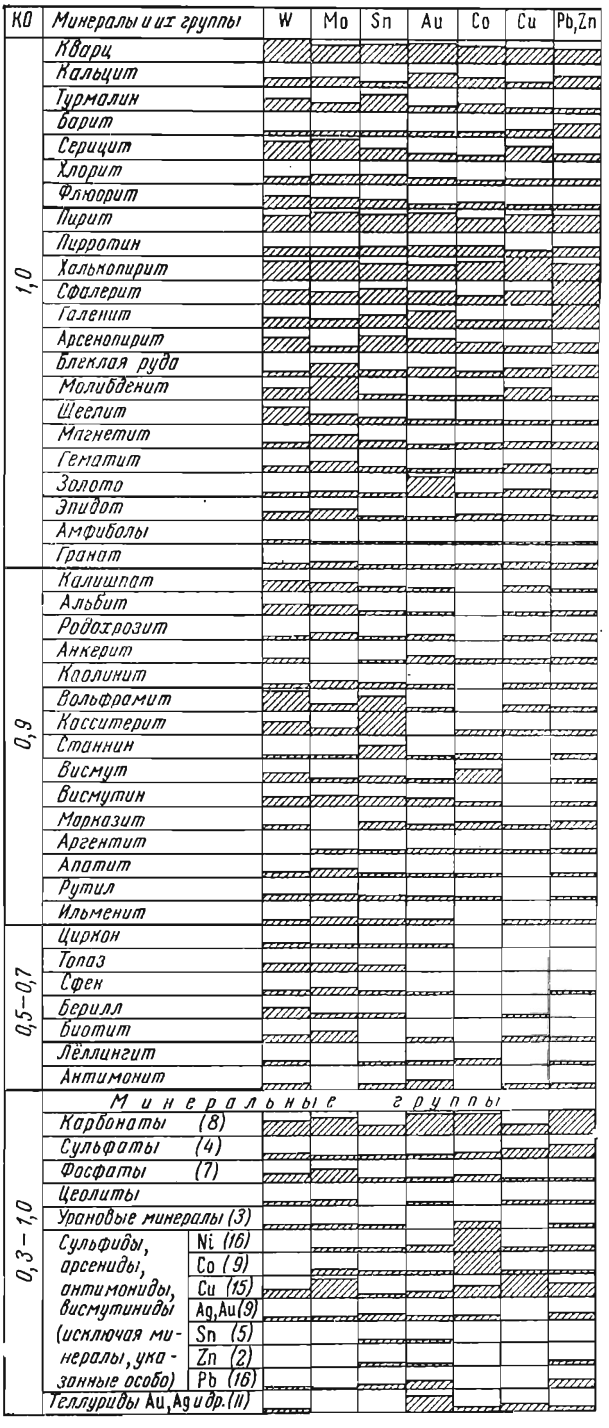


Рис. 201. Минеральный состав плутоногенных гидротермальных месторождений

КО — коэффициент общности. Штриховкой в масштабе показано распространение минерала в месторождениях данного геохимического типа; полностью заштрихованная клетка отвечает КВ=100%

ляют минералы сквозные, которые встречаются во всех типах месторождений и степень распространения которых можно оценить коэффициентом общности (КО), равным 1. Минералы спорадические, встреченные в месторождениях только одного какого-либо типа, имеют КО=0,0, во всех остальных случаях этот коэффициент будет принимать промежуточные значения. Степень встречаемости минерала в месторождениях одного типа может быть передана через коэффициент встречаемости (КВ), выраженный в процентах месторождений, в которых минерал установлен, от общего их числа в выборке. Наиболее распространенные минералы сгруппированы на рис. 201 в порядке убывающего КО, а их КВ показан графически. Прочие минералы объединены в соответствующие группы.

В месторождениях вольфрама, молибдена, олова, золота, кобальта, меди, свинца и цинка присутствует двадцать два одних и тех же минерала (КО=1,0), а с минералами, имеющими КО=0,9, их число возрастает до тридцати семи! Такое разительное единообразие состава, включающего минералы самых различных классов, — сильнейший аргумент в пользу общности происхождения всех рассматриваемых месторождений. Совершенно невероятно, чтобы сочетание двух-трех десятков одних и тех же минералов, повторяющееся во многих месторождениях, могло возникнуть двумя и более путями. Для месторождений, локализующихся в разнообразных геологических условиях, таким единственным путем может быть только отложение из стандартного рудообразующего раствора, поступающего из также стандартного источника — гранитной магмы. По набору сквозных минералов можно с уверенностью судить и о тех химических элементах, которые всегда будет содержать этот раствор.

Приводимые данные не передают всей полноты минералогии описываемых месторождений, так как глубина и степень детальности изучения отдельных их представителей очень различны. Но всякая дальнейшая детализация приведет только к увеличению КО и КВ, что еще больше подкрепит основной вывод.

Таблица 43

Распределение месторождений по минеральным типам жильного выполнения (на каждые сто месторождений)

Типы жил	Mo	W	Au	Sn	Cu	Pb+Zn
Кварцевые	100	94	73	52	42	20
Кварц-полевошпатовые		3				
Кварц-турмалиновые		3	2	24	16	2
Кварц-карбонатные			16			15
Кварц-баритовые					11	5
Кварц-сульфидные			4	2	5	
Кварц-карбонат-баритовые						15
Кварц-карбонат-сульфидные				2		
Кварц-барит-сульфидные						2
Карбонатные				4		
Баритовые			1			10
Сульфидные			4	16	26	31

Месторождения разных типов различаются составом жильных тел (табл. 43). По мере удаления от материнской интрузии роль кварца как жильного тела заметно уменьшается, он все более уступает место карбонатам, бариту, сульфидам. При этом увеличивается и общее число минеральных типов жил: от одного для молибденовых и трех для вольфрамовых до пяти — восьми для олова, меди, свинца и цинка.

Длительный процесс формирования месторождений распадается на стадии, отвечающие постепенному общему падению температуры. Минералообразование в условиях снижающейся температуры происходит во всех месторождениях (обратные случаи редки и имеют местное значение), и такие стадии представляют собой температурные ступени равновесия, независимые ни от наличия, ни от числа тектонических подвижек, приоткрывания или, наоборот, закрытия трещин. Пространственное разобщение минеральных ассоциаций, соответствующих различным стадиям, приводит к разнообразным случаям зональности, наблюдаемой в масштабах рудного тела, рудного поля и, наконец, всей приинтрузивной зоны.

Минеральные парагенезисы отдельных стадий в месторождениях разных типов могут быть различными. Однако и здесь в подавляющем большинстве месторождений, если не во всех, наблюдается единая закономерность. Процесс формирования месторождения начинается и заканчивается более длительным, чем непосредственное рудообразование, отложением нерудных жильных минералов, т. е. стадиями, которые принято называть безрудными, причем если в начальную стадию всегда преобладает кварц, то для завершающей характерны карбонаты. Образование вольфрамита, шеелита, касситерита, не говоря уже о минералах бериллия, ниобия, редких земель, предшествует отложению сульфидов, уранинит занимает между ними промежуточное положение. Среди сульфидов, арсенидов, антимонидов, висмутинидов вначале обычно образуются минералы кобальта и никеля. Такая последовательность отложения может быть и несвойственна всем без исключения месторождениям, но она отражает генеральную линию процесса.

Таким образом, не только в распределении металлов, но и в распределении многочисленных рудных и нерудных минералов наблюдаются издавна подмеченные пространственные и временные закономерности общего характера. Эти закономерности отражаются в горизонтальной зональности рудных полей и месторождений, в вертикальной зональности месторождений и рудных тел, в последовательности образования равновесных парагенетических ассоциаций, в стадийности формирования рудных тел и месторождений.

Рудообразующие растворы не замкнуты в объемах, в которых происходит рудоотложение и формируются рудные тела. Они вступают во взаимодействие с вмещающими породами, и рудные тела бывают окружены зоной околорудного изменения, во многих месторождениях имеющей значительные размеры. Нередко не только отдельные месторождения, но и их группы и рудные поля в целом оказываются полностью заключенными внутри крупных зон гидротермально измененных пород, связанных обычно с участками повышенной деформации, рассланцевания, смятия или дробления.

Преобладающие околорудные изменения довольно стандартны и определяются привносом в боковые породы в основном воды, углекислоты, бора, фтора, серы в сопровождении кремния и калия (рис. 202). Наряду с этими, в нашем представлении обычными для салических плутоногенных гидротермальных месторождений компонентами, обращает внимание закономерный привнос растворами в месторождениях всех типов также и магния, приводящий к появлению турмалина в составе жильных тел, к турмалинизации и хлоритизации кислых силикатных боковых пород и доломитизации известняков в том случае, если рудные тела образуются среди последних. Аналогично сквозным минералам выделяется группа обязательных изменений, распространенных в месторождениях всех типов, или в подавляющем большинстве их (КО = 1,0—0,9).

Большинство месторождений характеризуется не одним каким-либо типом изменения боковых пород, а их сочетанием. Некоторые исследо-

ватели прибегают даже к систематике месторождений описываемого типа в зависимости от состава гидротермально измененных вмещающих пород, поэтому нелишне будет привести цифровые данные фактических сочетаний околожильных изменений в одном месторождении (табл. 44). Оказывается, из десяти их главных типов (см. рис. 202) один тип встречается только в 0—30% месторождений, примерно треть месторождений сопровождается двумя типами, 40—70% месторождений имеют от трех до семи типов околорудных изменений одновременно.

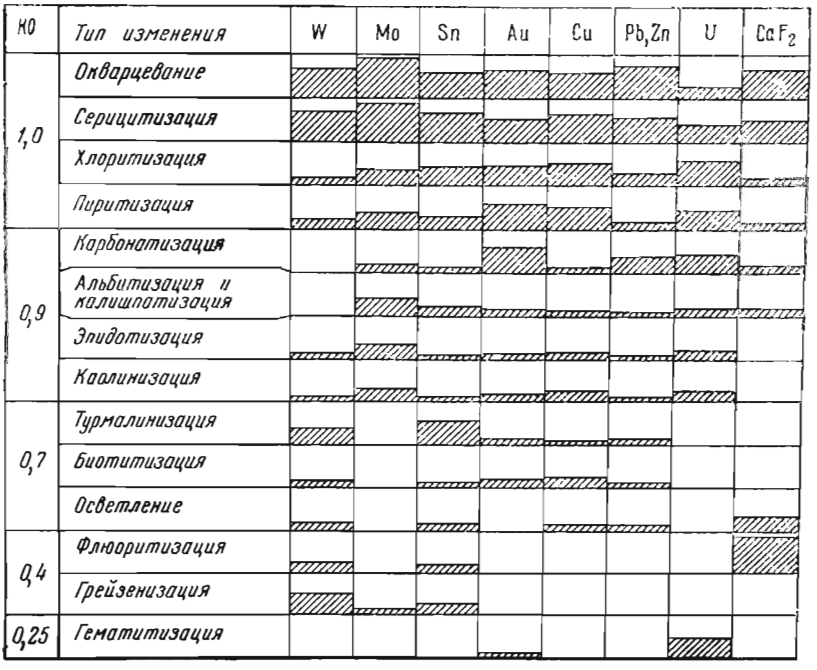


Рис. 202. Главнейшие типы околорудных изменений плутогенных гидротермальных месторождений. КО — коэффициент общности. Штриховкой в масштабе показано распространение изменений в месторождениях данного геохимического типа; полностью заштрихованная клетка отвечает КВ=100%

Таблица 44

Сочетание различных типов околожильных изменений в одном месторождении (на каждые сто месторождений)

Количество типов	W		Sn		Au		Mo		Cu		Pb, Zn		U	
7	—	42	4	51	6	62	10	70	—	57	—	39	20	60
6	8		8		12		—		—		3		—	
5	—		4		3		20		19		15		—	
4	9		12		15		30		24		6		20	
3	25		23		26		10		14		15		20	
2	33		34		18		30		33		32		20	
1	25		15		20		—		10		29		20	

Кроме распространенных околорудных изменений, характеризующих процесс в целом, различаются изменения и специфические, отражающие своеобразие состава вмещающих пород, например, лиственитизация, серпентинизация, оталькование, или же самих растворов, на-

пример, гематитизация возле месторождений урана. Процесс околорудных изменений также длительный и многостадийный, как и само рудообразование, он может начаться до рудоотложения и продолжаться после него.

Одной из важных форм проявления околорудных изменений является рассеяние привнесенных рудообразующими растворами металлов вокруг рудных тел и месторождений как внутри самих измененных зон, так и за их пределами. Такие зоны рассеяния, получившие название эндогенных (первичных) геохимических ореолов, служат поисковыми признаками месторождений ряда плутоногенных гидротермальных формаций. Ореолы могут иметь различный набор элементов-индикаторов, разную форму и зональное строение. Важно и генетическое их значение как способствующих, в частности, установлению направления и способа движения растворов, примерной оценке скорости этого движения, степени проницаемости вмещающих пород и т. п.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Познание и изучение сложнейшего процесса рудообразования должно включать вопросы термодинамики и гидродинамики, механики фильтрации в капиллярно-пористых средах, экстракции, растворения, химического взаимодействия и многое другое. Объять все явления единой теорией чрезвычайно трудно и в настоящее время вряд ли возможно. Однако рассмотрение с различных сторон поможет раскрытию внутренних закономерностей рудообразования. Совершенно очевидна бесплодность содержащихся до сих пор в литературе наивных попыток объяснить этот процесс с позиций решающей роли какого-то одного фактора. Предлагаемая ниже реконструкция физико-химических условий образования салических плутоногенных гидротермальных месторождений далеко неполна и не во всем достаточно доказательна.

Рассмотренные выше геологические условия образования и размещения плутоногенных гидротермальных месторождений однозначно свидетельствуют о том, что процесс формирования этих месторождений мог идти только по схеме: внедрение гранитного расплава — отделение рудообразующего раствора — движение рудообразующего раствора вверх — отложение. Какой-либо другой путь представить невозможно.

Глубина внедрения интрузий и образования месторождений

Плутоногенные гидротермальные месторождения формировались в верхней части континентальной земной коры. Хотя мощность гранитного слоя, в котором проявляется активная магматическая деятельность, и может достигать 35—40 *км* совместно с покрывающими его осадочными породами, зона образования месторождений по вертикали (благоприятная зона) имеет значительно меньшие пределы, ограниченные благоприятными физическими свойствами среды. Процессы, связанные с отделением растворов от расплава и их передвижением в породах кровли, могут протекать только до глубины примерно 5 *км* от земной поверхности, так как все горные породы на этой глубине резко изменяют свои физические свойства и глубже становятся практически непроницаемыми для растворов.

Скорости продольных и поперечных упругих волн в горных породах любого состава по Д. Хьюзу, Ф. Бёрчу (1957), М. Воларовичу (1964) и другим, быстро возрастая с увеличением всестороннего давления при его значениях до 1000—1300 *кГ/см*^{2}, с дальнейшим ростом последнего уже почти не изменяются (рис. 203). Такое первоначальное максимальное изменение скорости упругих волн, независимое от минерального состава среды, обусловлено закономерным умень-

шением микротрещиноватости и пористости горных пород; изменение градиента их скорости является показателем интенсивности процесса закрытия трещин и пор. Ф. Бёрч (1957) указывает, что пористость изверженных пород обычно можно свести почти к нулю, подвергая их давлению около 1000 *бар,* что может соответствовать глубине порядка 4 *км.* При высоком всестороннем давлении поры и трещины закрываются полностью, и градиент скорости упругих волн приобретает постоянное минимальное значение, отражающее уже перестройку структуры породы и уплотнение кристаллической решетки минералов.

Ряд других свойств горных пород своим резким изменением при давлениях 1000—1500 *кГ/см²* также свидетельствует о благоприятном для рудообразующих процессов состоянии горных пород на глубине менее 4—5 *км* и скачкообразном переходе к неблагоприятному состоянию ниже этой глубины, вызванном тем же исчезновением пор. К таким свойствам относятся: 1) модуль поперечного сжатия (коэффициент Пуассона), передающий степень различия упругих свойств породообразующих минералов и меняющийся только в интервале давлений 0—1000 *кГ/см²*; 2) модуль сдвига, наиболее резко изменяющийся при давлениях до 500 *кГ/см²* и остающийся постоянным при давлениях свыше 1000—1500 *кГ/см²*; 3) сжимаемость; 4) электропроводность, изменение которой связано с уплотнением за счет закрытия пор и увеличением поверхности контакта между зернами; 5) непосредственно измеряемая плотность, максимальное изменение которой происходит при давлениях также до 1000 к*Г/см²*.

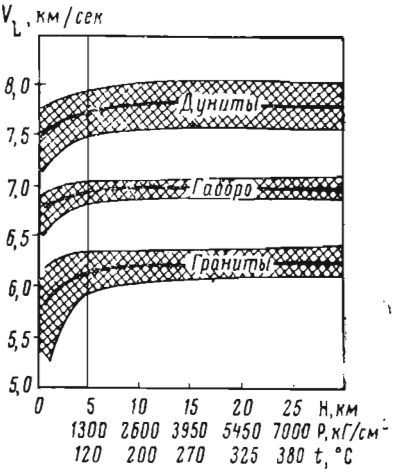


Рис. 203. Скорость прохождения продольных упругих волн. *По В. Магницкому*

Геологические наблюдения подтверждают такую максимально возможную глубину образования месторождений. В частности, определенная различными исследователями путем реставрации геологических условий в момент внедрения мощность кровли ряда крупных гранитных батолитов, сопровождающихся месторождениями, составляет 0,4—4 *км* и только для Рудных гор предположительно опускается до 6 *км* (Р. Дэли). Глубина образования отдельных плутоногенных гидротермальных месторождений и их групп, рассчитанная тем же методом для разных рудных провинций А. Асланяном, Т. Ловерингом, Г. Лабазиным и многими другими, оценивается цифрами, не превышающими 4,5 *км.* Наиболее широкие исследования в этом направлении проведены И. Кушнаревым (1964) для многочисленных разнообразных месторождений Кураминской зоны (Средняя Азия). Они убедительно показали широкий диапазон глубин формирования этих месторождений, но все в пределах тех же 4,5 *км* от земной поверхности.

Давление в благоприятной зоне

Давление, существующее в земной коре, обычно принято оценивать величиной нагрузки, создаваемой толщей вышележащих пород. При средней плотности горных пород, равной в интересующей нас зоне 2,6—2,7, всестороннее так называемое гидростатическое давление (P) на глубине 5 *км* равно 1300—1350 *кГ/см²*. Однако, принимая это значение за какую-то среднюю величину, которую можно использовать при

Включения в кварце хрусталеносных жил Урала, Казахстана и Алдана обнаруживают давления в широком диапазоне: от 100 до 1000 *атм* (Минералогическая ..., 1965).

Температура и продолжительность прогрева благоприятной зоны теплом интрузии

Для понимания процесса образования плутоногенных гидротермальных месторождений необходимо знать тепловой режим контактовых зон гранитных интрузий: абсолютные значения температур, скорость охлаждения интрузии, скорость прогрева и последующего охлаж-

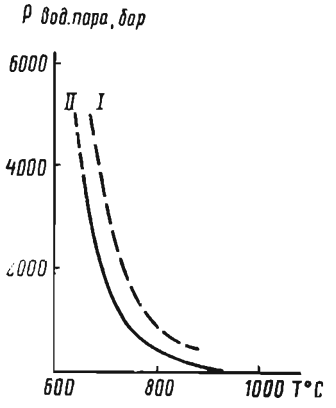


Рис. 204. Кривые кристаллизации гранита в условиях высокого давления водяного пара. *По Г. Кеннеди* (Kennedy, 1961)

I — начало кристаллизации, *II* — конец кристаллизации

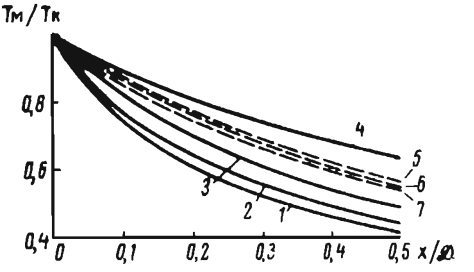


Рис. 205. Зависимость максимальной температуры прогрева пород кровли (Тм) от их тепловых свойств (кривые *1—4*) и скрытой теплоты кристаллизации расплава (кривые *5—7*). *По Д. Джейгеру* (Jaeger, 1959)

Тк — температура контакта; *x* — расстояние от контакта, *км*; *D* — поперечник интрузии, *км*

дения пород кровли, длительность прогрева и время сохранения температур, благоприятных для рудообразования, расстояние, на которое осуществляется прогрев. Тепловой поток в земной коре неоднороден, но согласно опытным определениям и различным предположениям относительно радиоактивности и теплопроводности, температура на глубине 1 *км* может быть принята в соответствии с среднеземным геотермическим градиентом равной 30—33° С, а на глубине 5 *км* она, вероятно, составляет 100—110° С (Бёрч, 1957; Дергунов, 1958 и др.).

Температура гранитной магмы в момент ее внедрения может быть определена еще более предположительно. Прямые измерения дают температуры излившихся лав в большинстве случаев в интервале 900—1100° С. Экспериментальные исследования Г. Кеннеди (G. Kennedy, 1961), Н. Боуэна и О. Таттла показали, что расплавы, приближающиеся по составу к граниту, могут существовать при давлениях воды, сравнимых с глубинными, и при более низких температурах (рис. 204). В соответствии с новейшими экспериментальными и петрографическими данными наиболее вероятный интервал температур кристаллизации водосодержащей рудоносной гранитной магмы лежит в пределах 700—900° С. Насколько магма может быть перегретой, поднимаясь с больших глубин в благоприятную для рудообразования зону, оценить невозможно.

приближенных расчетах, следует учитывать, что давление нагрузки на определенной глубине будет сохраняться постоянным от точки к точке только в том случае, когда эта нагрузка создается жидкостью. В твердом каркасе горных пород давление не везде однородно, реально возникающие напряжения могут значительно отличаться от гидростатического давления.

Систему напряжений в данной точке можно представить в виде трех взаимноперпендикулярных главных напряжений, одно из которых направлено вертикально. В то же время всякое напряжение может быть разложено на среднее из трех главных напряжений, равное гидростатическому давлению, и систему срезывающих касательных напряжений, являющихся мерой отклонения напряжений от симметрии. Главные напряжения могут отличаться друг от друга не более чем на $2S$, где S — максимальное касательное напряжение, которое может выдержать данная горная порода. Отсюда, среднее давление, равное одной трети суммы трех главных напряжений, должно лежать в пределах $P \pm {}^4/_3 S$ (Бёрч, 1957). По экспериментальным данным, полученным Е. Робертсоном и другими, максимальное касательное напряжение различных силикатных горных пород и минералов оказывается равным величине испытываемого ими всестороннего давления. Таким образом, при $S = P$ максимальное среднее давление, определяемое в ${}^7/_3 P$, может быть на глубине 1 *км* свыше 600 *кГ/см²*, а на глубине 5 *км* — более 3000 *кГ/см²*. Минимальное среднее давление, рассчитанное таким способом, на всех глубинах имеет отрицательное значение, свидетельствуя о теоретической возможности проявления растягивающих усилий до 500 *кГ/см²* и образования при этом разреженных полостей. Насколько это реально, судить трудно, хотя П. Бриджмен и показал экспериментально способность полостей в горных породах выдерживать давления значительно больше 3000 *кГ/см²*.

Давление, испытываемое поровым раствором, в общем случае меньше давления на породу, которое в силу жесткости последней может не передаваться полностью на раствор не только при подвешенном, но и при насыщенном режиме заполнения пор. Оно не может быть просто приравнено, как это иногда делается, и к давлению столба воды, соответствующего глубине нахождения раствора, так как это требует объединения всех пор, лежащих выше вплоть до поверхности, в единое пространство, равномерно заполненное жидкостью. В тонких порах, играющих немалую роль в рудообразовании, давление раствора осложняется капиллярными явлениями. Движущиеся вверх поровые растворы обладают создаваемым расширяющимися магматическими газами давлением, значительно превышающим давление каркаса.

Учитывая такую большую неопределенность, нужно осторожно подходить к оценке давления и особенно глубины рудообразования по давлению в газово-жидких включениях, тем более что и используемые гидротермальные минералы и месторождения, к которым относятся эти минералы, предпочитают участки пониженного давления, т. е. заведомо отклоняющегося от среднего. Сама эта методика имеет большие ограничения в применении, так как непосредственно давление измеряться не может, а для определения его расчетным путем необходимо знать температуру образования газово-жидкого включения и его состав. Несколько лучшие методические возможности имеются при использовании для этой цели гомогенных газовых включений, но значение и распространение последних в плутоногенных гидротермальных месторождениях более ограничено. Небольшое число данных, которым в какой-то степени можно доверять, относится к полиметаллическим жилам Нагольного кряжа (Донбасс) и Березовскому золоторудному месторождению (Урал) и показывает давление в пределах 600—700 *атм.*

Точный расчет теплообмена магматического расплава с породами кровли связан с большими математическими трудностями, да вряд ли и необходим из-за неопределенности и сильных колебаний в реальных условиях большого числа факторов, влияющих на этот обмен (начальные температуры магмы и пород кровли, степень перегрева магмы, возможность пульсации внедрения, скрытая теплота кристаллизации расплава, тепловые свойства пород кровли, жидкой и закристаллизовавшейся магмы, размеры и форма интрузивного тела, водонасыщенность магмы и окружающих пород и др.). Как показывают зависимости, полученные при крайних значениях большинства из этих параметров, характеристики температурных полей вокруг различных моделей интрузивных тел оказываются близкими даже при расчетах разными упро-

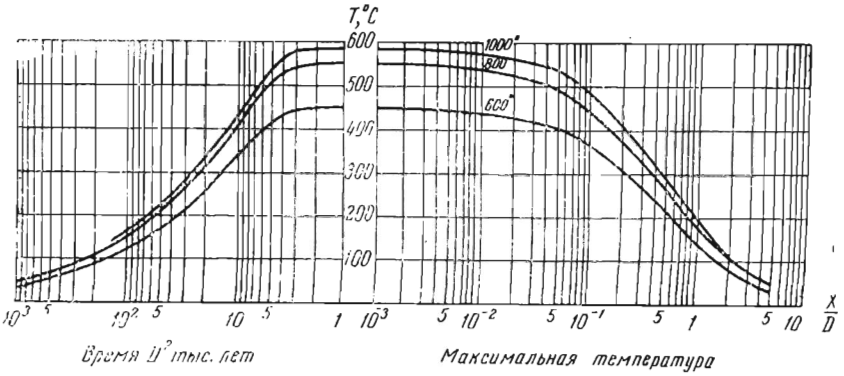


Рис. 206. Максимальная температура прогрева пород кровли теплом интрузии и время, за которое она может быть достигнута на расстоянии от контакта *x*, *км* (для трех исходных температур внедрения). *D* — поперечник интрузии, *км*. *По Д. Джейгеру* (1000°) и *Д. Казанли*

щенными методами и с разнообразием допущений. Среди многих имеющихся в литературе работ, посвященных тепловому режиму интрузии и покрывающих ее пород, наиболее обстоятельны исследования Д. Казанли (1952) и Дж. Джейгера (Jaeger, 1959).

Зависимость максимальной температуры прогрева пород кровли на разных расстояниях от контакта с интрузией от тепловых свойств этих пород и скрытой теплоты кристаллизации расплава видна на рис. 205. С учетом всех свойств горных пород, покрывающих интрузию, и диапазона их различия, отношение максимальной температуры, достигнутой на расстоянии, равном половине поперечника интрузии, к температуре ее контакта будет варьировать в пределах всего двух десятых, т. е. при самых крайних значениях температура в этом случае при температуре контакта, равной, например, 550° С, может быть оценена в 270±50° С.

Средние значения максимальной температуры и время, за которое она может быть достигнута в породах кровли на разных расстояниях от контакта в зависимости от поперечника интрузии и трех заданных начальных температур ее, иллюстрируются кривыми, рассчитанными по независимым данным Д. Казанли и Д. Джейгера (рис. 206). Анализ этих кривых приводит к важным выводам. Плутоногенные гидротермальные месторождения по создающимся температурным условиям окружающей среды могут образовываться на всем интервале глубин благоприятной зоны, включая и возможное размещение материнской интрузии на предельной глубине в 5 *км* от земной поверхности. В то же время месторождения не могут далеко удаляться от интрузии — не только источника растворов, но и источника тепла как из-за сравнительно небольшой глубины ее залегания, так и в связи с все же огра-

ниченными размерами зоны прогрева до температур рудообразования и наличия постоянного градиента в ней.

Естественно, что чем более высокотемпературными парагенезисами характеризуется месторождение, тем ближе к интрузии оно должно располагаться. Существенное влияние на степень удаления месторождений от интрузии оказывают ее размеры. Так, например, для того чтобы на предельном расстоянии от интрузии 5 *км* могло образоваться месторождение с начальной температурой рудоотложения 400° С, поперечник интрузии должен достигать почти 30 *км*; если же эта начальная

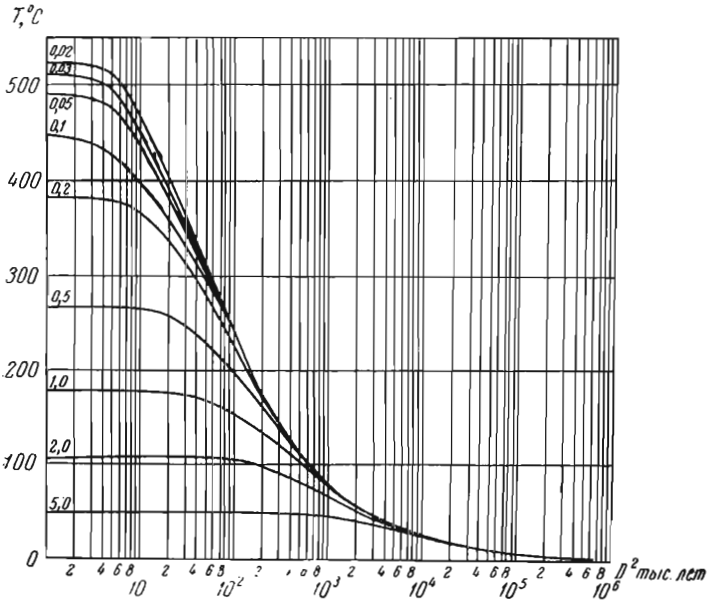


Рис. 207. Продолжительность охлаждения пород кровли, прогретых теплом интрузии. Кривые относятся к разным значениям $\frac{x}{D}$, где x — расстояние от контакта, *км*; D — поперечник интрузии, *км*

температура будет равна 300° С, то он уже может быть около 12 *км*, а для еще более низкотемпературного месторождения, формирование которого начинается с 175—200° С, достаточна интрузия с поперечником всего 5 *км*.

Продолжительность остывания интрузивного тела и прогрева пород кровли весьма значительна. Время замирания термической активности интрузии зависит от ее размеров и может составлять от десятков тысяч лет для небольших лакколитов и крупных даек до десятков миллионов лет для массивов в десятки километров в поперечнике на глубине и крупных батолитов, внедрившихся близко к земной поверхности. В только что приведенных примерах максимальная температура 400° С в первом случае будет достигнута более чем через 10 млн. лет, во втором — температура 300° С — через 3,3 млн. лет и в третьем — 200° С — через 1,4 млн. лет. Остывание прогретых пород происходит еще медленнее: в первых двух примерах температура будет опускаться до 100° С соответственно 470 и 86 млн. лет, в третьем примере — более 10 млн. лет (рис. 207). Продолжительность времени, необходимого для кристаллизации магмы и прогрева покрывающих интрузию пород, увеличивается при уменьшении разницы в температуре между ними; с другой стороны, это время заметно уменьшается при приближении к земной поверхности, благодаря быстрому рассеиванию тепла в атмосфере.

В последнем случае кривые рис. 206 в крутой части приобретают более резкий наклон.

Продолжительно существующие над охлаждающимися интрузивами зональные температурные поля с непостоянным градиентом обеспечивают самые разнообразные варианты конкретного размещения однотемпературных и разнотемпературных месторождений, время формирования которых, как и длительность выделения растворов из магмы, должны отвечать времени прогрева. В образовании месторождений тепло, приносимое самими рудообразующими растворами, имеет небольшое значение. Без предварительной или одновременной передачи тепла интрузии через породы, для поддержания постоянной температуры раствора в данном участке, потеря им тепла, вследствие нагревания окружающих пород, должна компенсироваться непрерывно снижающейся скоростью его движения или же также непрерывным повышением его температуры (Laffitte, 1958).

Температура образования месторождений

Состав, взаимоотношения и последовательность отложения минеральных парагенезисов однозначно свидетельствуют о том, что не только образование группы плутоногенных гидротермальных месторождений в целом, но и обычно многостадийное формирование каждого из них должно охватывать значительный интервал температур. Попытки оценить эти температуры, хотя бы относительно, предпринимались давно, для чего использовались: форма кристаллов, различные физические свойства минералов и их изменения, изоморфный состав минералов и содержание в них элементов-примесей, срастания минералов и некоторые другие методы. Однако все эти методы имеют ограниченное значение и недостаточно надежны, так как используемые параметры зависят не только от температуры, но и от многих других факторов, влияние которых учесть невозможно.

Это относится и к получившему в недавнее время распространение так называемому методу Куллеруда, основанному на том, что при избытке FeS содержание его в сфалерите является функцией температуры образования последнего. Экспериментальные исследования, проведенные В. Анфилоговым, А. Годовиковым и другими в условиях, более приближающихся к гидротермальным, чем пиросинтез Г. Куллеруда, показали значительные колебания растворимости FeS в сфалерите в зависимости от присутствия воды, состава исходной шихты, окислительно-восстановительной обстановки и прочего; установлено, что при одной и той же температуре содержание FeS может меняться более чем вдвое.

Бóльшее значение для определения температур процесса рудообразования имеют методы, использующие газово-жидкие включения в минералах: их гомогенизацию или взрывание (декрепитацию) при нагревании. Однако эти методы редко дают возможность получить истинную температуру образования минерала-индикатора. Для этого необходимо знать существовавшее в то время давление и концентрацию раствора, заполняющего включение, надо избежать влияния вторичных включений и еще некоторых факторов, быть уверенным в герметичности вакуолей. Однако широкое распространение этих методов, особенно с массовыми измерениями температур образования разнообразных минералов, относящихся к различным участкам и зонам рудных тел, позволяет и из получаемых приближенных значений извлечь многое для воссоздания температурной истории формирования месторождений.

По данным изучения газово-жидких включений разница в температурах начала и конца минералообразования в месторождениях составляет обычно несколько сот градусов; например, в Караобинском вольфрамовом месторождении по И. Банщиковой (Минералогическая ...,

1965) и в Лебедином золоторудном месторождении по Л. Колтуну этот процесс протекал в интервале от 375° до 50° С, в одном из свинцово-цинковых месторождений Кавказа, по В. Лесняку, — от 250° до 40° С, а в аналогичном месторождении Савинское-5 из Забайкалья по Л. Колтуну и другим — от 450° до 75° С, в Березовском и Качкарском золоторудных месторождениях — от 420° до 70° С и от 470° до 40° С и т. д. На гистограмме совокупности более чем тысячи измерений, относящихся к разным минералам из различных месторождений, выделяется пять отчетливых максимумов, отвечающих, вероятно, соответствующим температурным ступеням минералообразования гидротермальных плутоногенных месторождений. Распределение зафиксированных температур образования минералов внутри четырех из них не противоречит нормальному закону (рис. 208).

Следовательно, формирование плутоногенных гидротермальных месторождений, действительно, происходит в широком диапазоне температур: ориентировочно от 570° до 30° С, что в сопоставлении с продолжительностью прогрева вмещающих пород теплом интрузии (см. рис. 206, 207) указывает одновременно на очень большую его длительность, исчисляемую сотнями тысяч, миллионами и десятками миллионов лет.

Состояние, состав и причины отделения исходных растворов

Ни у кого не вызывает сомнений, что растворителем металлов и сопутствующих им прочих химических элементов в любых их соединениях является H_2O, осуществляющая извлечение из магмы, перенос и отложение рудного вещества. Реальные термодинамические условия отделения водного раствора от гранитного расплава, а главное сам механизм этого отделения предопределяют его газообразное состояние, как единственно возможное в этом случае. Содержание растворенных веществ при этом не настолько велико, чтобы повысить критическую температуру воды до температуры силикатного расплава. На глубинах, где совершается рассматриваемый процесс, существующее давление обычно значительно превышает критическое давление воды и может привести к тому, что ее плотность окажется того же порядка, что и жидкости в обычных условиях. Однако такая надкритическая фаза водных растворов, приближаясь по агрегатному состоянию и плотности к жидкости, сохраняет главное свойство газа — летучесть, обусловливающую его поведение, резко отличное от обычной жидкой воды, и поэтому ошибочно отождествлять жидкости надкритическую и докритическую, как это, к сожалению, делают некоторые исследователи.

Основываясь на минеральном составе рудных тел и зон околорудных изменений, а также на составе газово-жидких включений, можно с уверенностью сказать, что отделяющийся от магмы водный газовый раствор всегда будет содержать углекислоту и летучие соединения серы, фтора, хлора, бора. Если же учесть состав газов, содержащихся в пустотах руд и кислых пород, а также в вулканических возгонах, то в этом растворе возможно нахождение также водорода, азота и метана. Хотя растворимость воды в гранитном расплаве по экспериментальным данным Р. Горансона, Н. Хитарова и других и ограничивается максимально 10—12 вес. %, ее количества вполне достаточно для выполнения той роли, которую она играет в образовании плутоногенных гидротермальных месторождений.

Магма — неоднородная многокомпонентная система; протекающие в ней процессы очень сложны, а число факторов, влияющих на термодинамику этих процессов, весьма велико, причем эти факторы известны не полностью и в большинстве не поддаются экспериментальному изучению. Мы не располагаем даже доказательствами, как справедливо подчеркнул Д. Ферхуген (Verhoogen, 1949), что природная магма вообще

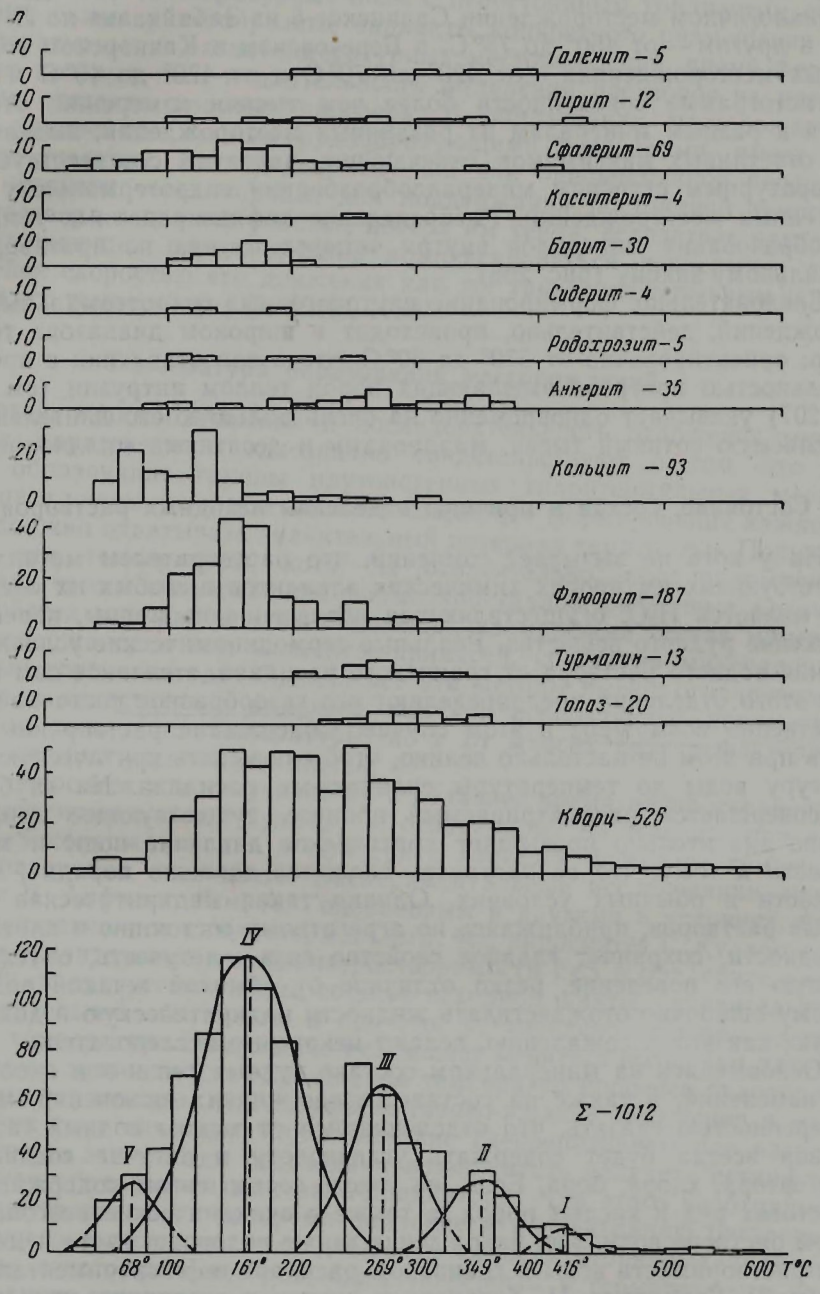


Рис. 208. Гистограммы температур образования минералов:

I — $\bar{X}_1=416°$; $S_1=17°$; II — $\bar{X}_2=349°$; $S_2=25°$; $\chi^2_р=1,85<\chi^2_{0,05(2)}=6,0$; III — $\bar{X}_3=269°$; $S_3=27°$; $\chi^2_р=7,5<\chi^2_{0,05(4)}=9,5$; IV — $\bar{X}_4=161°$; $S_4=38°$; $\chi^2_р=7,7<\chi^2_{0,05(6)}=12,6$; V — $\bar{X}_5=68°$; $S_5=21°$; $\chi^2_р=2,2<\chi^2_{0,05(1)}=3,8$

может находиться во внутреннем равновесии и в равновесии с ее окружением. Упрощенные методы объяснения магматических процессов и широкие обобщения, распространенные в многочисленной геологической литературе, опираются на ограниченное число фактов и на такое количество различных допущений и предположений, что несмотря на свой строгий термодинамический язык, мало отличаются от иных простых логических построений и часто приводят к неправильным выводам. Для того чтобы представить возможные закономерности процессов, непосредственно нами не наблюдаемых, мы вынуждены за неимением лучшего пользоваться термодинамическими расчетами, подкрепляемыми частными экспериментами, всегда помня при этом о малой степени достоверности этих расчетов и сугубой предположительности основанных на них выводов.

Одним из примеров таких расчетов может служить попытка К. Краускопфа (1960) оценить вероятный состав металлоносной магматической газовой фазы по содержанию газа в горных породах и реакциям равновесия между паром и известными минералами магматических и окружающих их контактово-метаморфических пород (табл. 45).

Таблица 45

Вероятный состав магматической газовой фазы при 600° С в условиях равновесия
По К. Краускопфу (1960), (давление в *атм*)

Компоненты	Окислительные условия		Восстановительные условия	
	верхний предел	нижний предел	верхний предел	нижний предел
H_2O	1000	1000	1000	1000
H_2	0,04	0,4	4	40
CO_2	50	50	50	10
CO	$10^{-3,1}$	$10^{-2,1}$	$10^{-1,1}$	0,2
CH_4	$10^{-9,6}$	$10^{-5,6}$	$10^{-1,6}$	40
HCl	10	10	10	10
Cl_2	$10^{-8,5}$	$10^{-9,5}$	$10^{-10,5}$	$10^{-11,5}$
HF	0,1	0,1	0,1	0,1
N_2	10	10	10	9
NH_3	$10^{-4,5}$	$10^{-3,0}$	$10^{-1,5}$	1
H_2S	1	29	30	30
S_2	$10^{-1,4}$	10^{-2}	10^{-4}	10^{-6}
SO_2	29	0,8	$10^{-3,1}$	$10^{-6,1}$
O_2	10^{-15}	10^{-17}	10^{-19}	10^{-21}

Количество свободного кислорода, определяющего четыре варианта окислительно-восстановительных условий, вычислялось по равновесию минералов железа.

Отделение рудообразующего раствора от магмы с последующим образованием апоинтрузивных гидротермальных плутоногенных месторождений происходит только на таких глубинах, на которых породы достаточно пористы, всегда проницаемы для газов и непроницаемы для вязкого гранитного расплава, т. е. когда создаются осмотические условия. Это дает возможность отделения газовой фазы и в тех случаях, когда расплав может быть явно ненасыщенным летучими компонентами. С другой стороны, понижение давления только на газовую

фазу не будет задерживать кристаллизацию магмы, не говоря уже об исключении возможности расплавления вновь ее закристаллизовавшейся части, к чему может привести уменьшение общего давления.

Р. Горансон (Goranson, 1937) на системе вода — альбит показал, что условия равновесия существенно меняются, когда давление на расплав P отличается от давления водяного пара P_0 (рис. 209). Если, например, при $P=P_0=4000$ *бар* при 1000° С содержание воды в расплаве составляет 9%, то при $P_0=500$ *бар* и сохранении P, равным 4000 *бар*, при той же температуре оно падает до 0,48%, что намного меньше содержания воды (3,6%) при $P=P_0=500$ *бар*. Таким образом, полупроницаемая среда со снижением давления одной газовой фазы приводит к возникновению осмотического потока и обильному испарению.

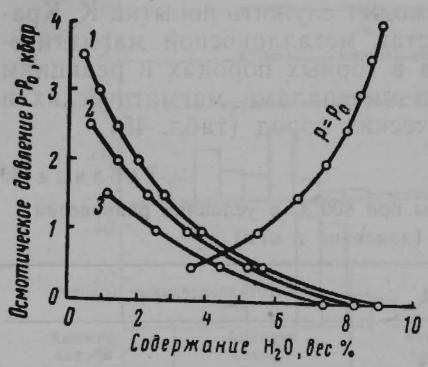


Рис. 209. Зависимость содержания воды в расплаве силиката (альбит) от осмотического давления $P-P_0$, при значениях P: 4000 *бар* (*1*), 3000 *бар* (*2*), 2000 *бар* (*3*). Правая кривая для случая $P=P_0$. *По Р. Горансону*

А. Кадик и Н. Хитаров недавно обратили внимание на теоретическую возможность обратного направления осмотического потока в нижних частях магматического очага, когда при $P_0>P$ вода, содержащаяся в боковых породах, будет устремляться в расплав. Поднимаясь затем вверх, эта вода также сможет принять участие в формировании рудообразующих растворов.

В создавшемся осмотическом потоке отделяющихся растворов резко преобладающему водяному пару сопутствуют прочие растворенные в магме газы, отличающиеся по растворимости, летучести и их реальным содержаниям. Сложилось представление о фракционной дистилляции этих газов, при которой состав растворов, отщепляемых остывающей и кристаллизующейся магмой, резко меняется со временем. Последовательность отделения связывается или с их растворимостью: от наименее к наиболее растворимым (Лавринг, 1960), или с порядком возрастания критических температур. Однако это не доказывается ни экспериментальными данными, подобранными, в частности, Т. Лаврингом, ни тем более фактическим геологическим материалом, который кажется, весьма убедительно говорит об обратном. Сама возможность фракционной дистилляции мала, так как все выделяющиеся газы обладают малыми давлениями по сравнению с водяным паром, они будут как в вакуумной камере собираться в его пузырьках и увлекаться за пределы расплава. Такое действие пузырьков водяного пара весьма эффективно, оно давно используется в технических процессах и химическом анализе, Так, например, для определения количества CO_2 в воде через пробу продувают струю газа, с которым CO_2 улетучивается полностью.

Отделившиеся от магматического расплава водные рудообразующие растворы при своем продвижении вверх должны встречаться с вадозовыми водами и как-то смешиваться с ними. Мы в настоящее время не располагаем какими-либо объективными данными для оценки роли вадозовых вод в рудоотложении. Ясно только одно, что они на основной ход процесса существенно повлиять не в состоянии. Как было показано ранее, механизм образования плутоногенных гидротермальных месторождений в своих главных чертах независим от всего того разнообразия геологических условий, в которых реально могут находиться отдельные представители и группы этих месторождений. Естественно, что этот

механизм остается независимым и от влияния вадозовых вод, режим и характер которых могут резко меняться от района к району, подчиняясь окружающей геологической обстановке.

Источник металлов и механизм их мобилизации

Геологические закономерности размещения и образования салических плутоногенных гидротермальных месторождений достаточно убедительно свидетельствуют о том, что поставщиком металлов для этих месторождений служит непосредственно сам магматический очаг, магма, порождающая рудообразующие растворы. При этом магма не обязательно во всех случаях должна быть специально обогащена соответствующими металлами с нахождением их в количествах, заметно превышающих средние содержания в гранитоидах вообще. Последнее не исключает, конечно, определенной металлогенической специализации рудных провинций, в которых предварительно обогащенные осадочные толщи впоследствии могут снабдить металлами образующийся за их счет гранитный расплав. Возможность заимствования металлов из пород кровли на пути прохождения по ним растворов также реальна, но такое заимствование при образовании месторождений рассматриваемого типа имеет частное, второстепенное значение, не определяющее основной линии процесса.

Гранитный расплав имеет весьма сложный состав и неоднородное строение, представляя собой микрогетерогенную ионно-электронную жидкость, которая, помимо преобладающей силикатной части и растворенных в ней газов, всегда содержит рассеянные мельчайшие капли электронной жидкости, состоящей из металлов или их сульфидов (Овчинников, 1959). Такое состояние металлов в расплаве может быть присуще ему с момента зарождения, но может возникать или во всяком случае обязательно усиливаться и в связи с изменением внешних условий или состава расплава. Ионная силикатная жидкость в свою очередь также микрогетерогенна с естественной тенденцией к расслоению (ликвации) и отделению при этом той части рудообразующих элементов, которая находится в ионной форме и не входит в состав электронной жидкости. Для того чтобы этот процесс ликвации и отделения металлов проявился, достаточно падения температуры и давления, вызванного подъемом магмы из более глубоких частей земной коры в благоприятную для рудообразования зону. Отделение металлов может происходить также и в результате изменения состава расплава, вследствие, например, взаимодействия его с известняками или другими богатыми кальцием породами. В этом случае вплавление таких пород не только содействует отделению электронной жидкости, но и приводит к вытеснению из силикатного расплава рудообразующих элементов, находящихся в ионной форме.

С момента внедрения и начала дистилляции магматических газов мельчайшие капли металлической электронной жидкости начинают коалесцировать и, аналогично процессу пенной флотации, выноситься газовыми пузырьками вверх в породы кровли, а впоследствии и в затвердевшие части массива. В процессе выноса продолжается дальнейшее собирание капель рудного вещества и одновременно их растворение в газах, что при направлении газовых пузырей среди твердых пород уже в виде струй по благоприятным тектоническим путям приводит к образованию длительно существующих металлоносных флюидальных потоков.

Перенос газовыми пузырьками капель жидкости и растворение газами металлов подтверждается экспериментально, причем в первом случае опытами можно проследить все стадии процесса, начиная от зарождения металлического «тумана» и кончая накоплением металлов на

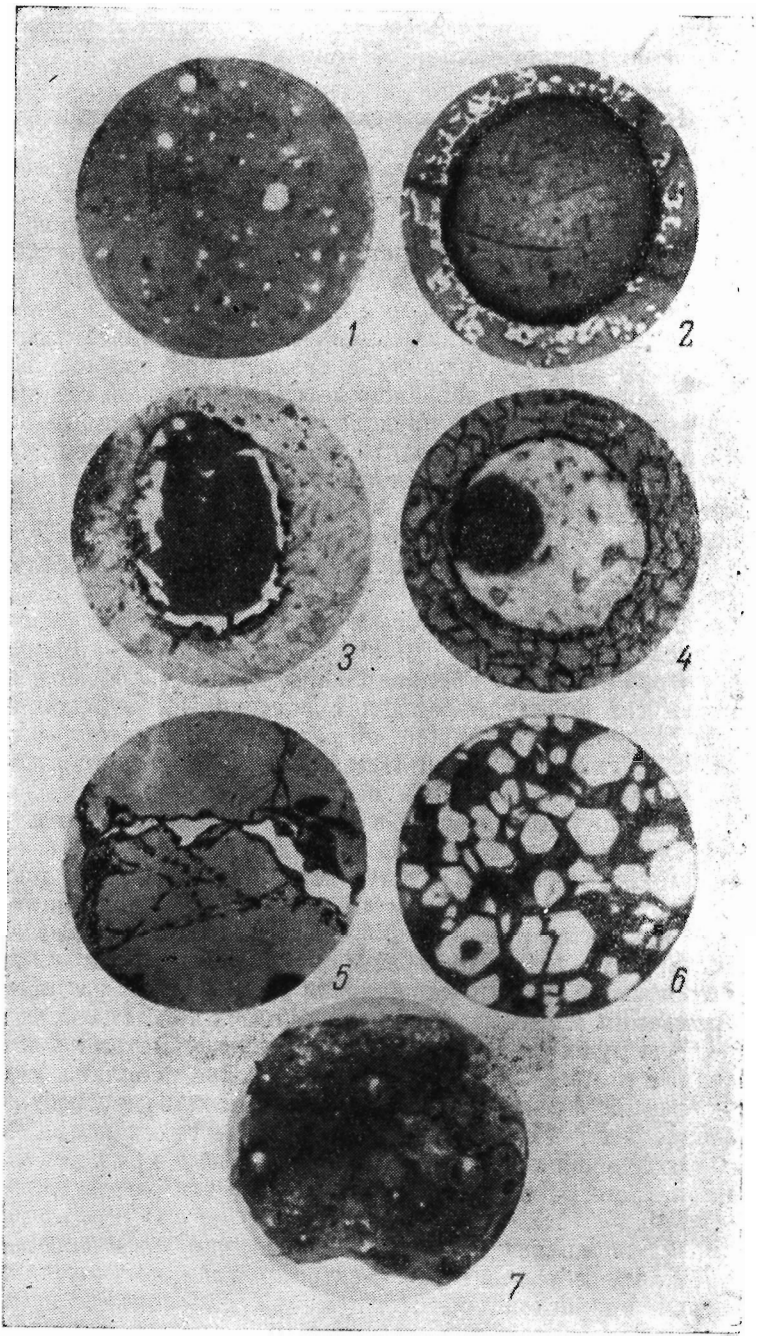


Рис. 210. Механизм собирания и выноса металлов из силикатного расплава по экспериментальным данным

1 — рассеянные мелкие капли бывшей электронной жидкости (белое), отраженный свет, увел. 290; *2* — скопления металла (белое) вокруг газового пузыря, отраженный свет, увел. 150; *3* — проникновение капли металла (белое) внутрь газового пузыря, отраженный свет, увел. 125; *4* — капля металла (черное) в газовом пузыре (белое), проходящий свет, без анализатора, увел. 60; *5* — выделение металла (белое) по трещине в затвердевшем сплаве гранита с известняком, отраженный свет, увел. 180; *6* — агрегат магнетита (белое) на поверхности закристаллизовавшегося сплава гранита с известняком, отраженный свет, увел. 190; *7* — шарики металла на поверхности закристаллизовавшегося сплава гранита с известняком, увел. 2

поверхности затвердевшего расплава и за его пределами (рис. 210). Концентрация металлов в результате такого выноса в опытах возрастает в сотни раз, что при их рассеянном состоянии в исходных породах свидетельствует об особо важной роли описанного механизма мобилизации в салическом плутоногенном рудообразовании. К. Феннер (Геология рудных ..., 1937) более тридцати лет назад пришел к важному выводу, что магматические газы в большой степени обладают способностью служить агентами их селективного накопления, переноса и повторного отложения, считая, что при благоприятных обстоятельствах металлы, рассеянные по всей массе магмы, могут быть таким образом собраны в большие рудные тела. Проведенные опыты хорошо подтверждают эту мысль, показывая возможность закономерного выноса из гранитного расплава даже одним водяным паром значительных количеств металлов (Овчинников, 1965).

Форма нахождения химического элемента во многом предопределяет его судьбу при эволюции магматического расплава. Здесь различаются две группы металлогенных элементов, распадающихся между двумя линиями постмагматического процесса рудообразования. Первая группа включает металлы, которые составляют электронную жидкость и в силу указанных выше причин начинают отделяться с первых моментов внедрения расплава, образуя в последующем плутоногенные гидротермальные месторождения апоинтрузивного класса. К этим металлам могут присоединяться и некоторые элементы, находящиеся в ионной форме, но в расплавленном состоянии не смешивающиеся полностью с SiO_2 и стремящиеся к расслоению. Вторая группа интересных в металлогеническом отношении химических элементов, оставаясь в ионном состоянии, входит в однородный силикатный расплав и в процессе эволюции этого расплава накапливается в его остатке или дифференциатах, приводя к образованию затем пегматитовых и грейзеновых месторождений, а также пространственно с ними связанных плутоногенных гидротермальных месторождений интраинтрузивного класса.

Характерно, в частности, в этом отношении поведение бериллия, типичного представителя второй группы. Экспериментально установлено (Овчинников, 1959), что в отличие от железа, цинка и других металлов, BeO полностью смешивается в расплавленном состоянии с SiO_2. Энергия взаимодействия атомов бериллия с кислородом настолько близка к таковой для кремния, что они могут заменять друг друга и давать с кислородом общие группы. В соответствии с этим сиботаксические области в такой жидкости не имеют резких различий в составе, и расслоения (ликвации) не происходит. Необходимы дополнительные факторы, чтобы элементы, подобные бериллию, могли давать концентрации в апоинтрузивных месторождениях. О том, что такие факторы могут существовать, свидетельствует двойственное поведение олова, которое в ионных силикатных расплавах ведет себя аналогично бериллию, образуя в то же время крупные месторождения обоих классов.

Водный газовый раствор выносит из магматического расплава, конечно, не только рассеянные металлы, но и породообразующие элементы, среди которых в первую очередь следует назвать кремний, магний, калий и натрий. Простые расчеты, основанные на возможных количествах выделенной воды и растворимости в ней кремнезема в соответствии с известными экспериментальными данными Г. Кеннеди указывают, что кремнезема может выноситься вполне достаточно для образования не только жил, но и ореолов гидротермального изменения.

Формы и условия переноса металлов

Внутреннее строение, состояние и свойства растворов при повышенных температурах и давлениях, соответствующих тем, при которых формируются гидротермальные плутоногенные месторождения, сущест-

венно иные, чем в обычных условиях, что служило непреодолимым препятствием для нахождения сколь-либо удовлетворительного объяснения переноса гидротермами больших количеств металлов и прочих минералообразующих химических элементов. Успехи, достигнутые за последнее десятилетие в области химии высоких температур и давлений, позволяют приблизиться к пониманию происходящих в этом случае явлений. Основной закономерностью поведения растворенного вещества в водных растворах электролитов является его стремление к ассоциации, агрегированию при повышении как температуры, так и давления, приводящее к комплексообразованию и полимеризации, что, в свою очередь, влечет за собой резкое повышение растворимости и термической устойчивости растворов.

Вопрос о комплексных соединениях как одной из преобладающих форм переноса металлов в рудообразующих растворах в настоящее время обсуждается весьма активно. Некоторые типы комплексных соединений, участвующих в таком переносе, показаны в табл. 46, которую следует рассматривать только как иллюстрацию сложности и разнообразия состава металлоносных растворов, а не как список соединений, в виде которых единственно возможен перенос того или иного металла.

Характерной особенностью водных растворов является химическое взаимодействие между ионами металлов и молекулами воды (гидролиз), в результате чего образуются многоядерные комплексные соединения, представляющие собой координационные полимеры (Хайдук, 1961). При растворении соли $MA_p \cdot xH_2O$ в воде вначале происходит гидратация ионов:

$$MA_p \cdot xH_2O + nH_2O \rightleftarrows [M(H_2O)_n]^{p+} \cdot aq + pA^- \cdot aq.$$

Координационно-связанные с центральным атомом молекулы воды теряют атомы водорода или заменяются ионами OH^- из раствора:

$$[M(H_2O)_n]^{p+} + H_2O \rightleftarrows [M(H_2O)_{n-1}(OH)]^{(p-1)+} + H_3O^+$$

$$[M(H_2O)_n]^{p+} + OH^- \rightleftarrows [M(H_2O)_{n-1}(OH)]^{(p-1)+} + H_2O.$$

В результате возможно образование комплексов с одним, двумя или большим числом координационно-связанных гидроксильных групп у центрального атома:

$$[M(H_2O)_{n-1}(OH)]^{(p-1)+} + H_2O \rightleftarrows [M(H_2O)_{n-2}(OH)_2]^{(p-2)+} + H_3O^+$$

Далее следует гидролитическая координационная полимеризация:

$$[M(H_2O)_n]^{p+} + [M(H_2O)_{n-1}(OH)]^{(p-1)+} \rightleftarrows [(H_2O)_{n-1}M - OH - M(H_2O)_{n-1}]^{(2p-1)+} + H_2O$$

$$2[(H_2O)_{n-1}M(OH)]^{(p-1)+} \rightleftarrows \left[(H_2O)_{n-2}M\begin{<}\begin{matrix}O\\H\end{matrix}\begin{>}M(H_2O)_{n-2}\right]^{(2p-2)+} + 2H_2O.$$

Эти реакции могут продолжаться с образованием координационных полимеров повышенного молекулярного веса с 3, 4, 6 и большим числом металлических ядер.

По способности к агрегированию при гидролизе металлы подразделяются следующим образом: 1) ионы, которые образуют только одноядерные комплексы (Hg^+, Hg^{2+}, Fe^{2+}, Tl^+, Cd^{2+}, Ag^+); 2) ионы, которые образуют двухъядерные комплексы или ограниченное число комплексов определенной степени полимеризации (Be^{2+}, Cu^{2+}, Sn^{2+}, Fe^{3+}, Bi^{3+}, Al^{3+}); 3) ионы, которые образуют непрерывные ряды многоядерных комплексов ($(UO_2)^{2+}$, Jn^{3+}, Sc^{3+}, Th^{4+}, U^{4+}). Состав некоторых изученных комплексов двух последних типов приведен в табл. 47.

Таблица 46

Некоторые типы комплексных соединений, предположительно участвующих в переносе металлов

Металл	Соединение	Литературный источник
W	$H_8[Si(W_2O_7)]_6 \cdot 28\,H_2O$	К. Чичинадзе, 1945 г.
	$[(HW_6O_{21})^{5-} \cdot x\,H_2O]_n$	И. Ганеев, 1963 г.
Mo	$Na_8[Si(Mo_2O_7)_6]$	Н. Хитаров и Б. Рыженко, 1962 г.
	$[(Mo_6O_{20})^{4-}]^{6-}$	И. Ганеев, 1963 г.
Cu, Mo	B—Cu и B—Mo комплексы	А. Бетехтин, 1953 г.
Cu, Ag, As Sb, Hg, Au, Pb, Zn	полисульфиды $Me[S_x^{2-}]$ тиосульфаты $Me[S_2O_3]^{2-}$	Р. Клок, 1960 г.
Pb	$Pb[HS]_2$, $Pb[HS]_3^-$	Д. Хемли, 1954 г.
	$[PbCl_4]^{2-}$, $[PbCl]^+$	Г. Хельгесон, 1964 г.
Sn	$Na_2[Sn(OH, F)_6]$	В. Барсуков, 1957 г.
Zn	$ZnHS_2^-$	Х. Бернес, 1960 г.
Fe	$Na[FeCl_4]$	Д. Калинин, 1957 г.
Fe, Cu, Pb	$K[MeCl_4]^-$, $Na[MeCl_4]^-$ $K[MeCl_3]^-$, $Na[MeCl_3]^-$	Л. Овчинников и др., 1964 г.
Al	$[AlF_2(H_2O)_4]^+$ $[AlF(H_2O)_5]^{2+}$	И. Гажев, 1963 г.
Be	$K_8[Be_4(CO_3)_6(OH_3Cl)_4]$ $Me_2^+[BeF_4]^{2-}$	И. Говоров и А. Стунжас, 1963 г. А. Беус и Б. Соболев, 1964 г.
	$Me[BeF_3(OH)] \cdot n\,H_2O$ $Me[BeF(OH)_3]^{2-}$ $[BeF(H_2O)_3]^+$	И. Ганеев, 1963 г.
U	$[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$	В. Щербина, 1966 г. И. Ганеев, 1963 г.
B	$[B(OH)F_3]^-$	В. Щербина, 1966 г.

Продолжение табл. 46

Металл	Соединение	Литературный источник
Th	$[Th(CO_3)_2(OH)_2(H_2O)_2]^{2-}$	И. Ганеев, 1963 г.
Zr	$Na_2[Zr(OH)_3CO_3]$	То же
	$Me[BeF_3(OH)]^{2-} \cdot n H_2O$	» »
Si	$(K, Na)^+[H_3SiO_4]^-$	» »
Ag	AgHS	В. Тредвелл и Г. Гепенстрик, 1949 г.
Au и др. тяжелые металлы	$Me[S_2O_3]_m^{n-}$	Н. Тюрин, 1963 г.
Тяжелые металлы	$Me[S_2O_3]^{2-}$	Я. Ольшанский и В. Иваненко, 1958 г.
	$(K, Na)_k \cdot x[Me(Cl, HS)_n]$ $(K, Na)_k \cdot x[Me_m(CO_3)_n(OH, F, Cl, HS)_p]$	И. Говоров, 1964 г.

Таблица 47

Некоторые примеры изученных многоядерных комплексов

По И. Хайдуку (1961)

Металл	Комплексные ионы	Металл	Комплексные ионы
Ионы, образующие определенные многоядерные комплексы			
Be	$Be_3(OH)_3^{3+}$; Be_2OH^{3+}; $Be(OH)_2$; $BeOH(H_2O)_2[HgCl_3]$	Fe	$FeOH^{2+}$; $Fe(OH)_2^+$; $Fe_2(OH)_2^{4+}$
Cu	$Cu_2(OH)_2^{2+}$	Pb	$PbOH^+$; $Pb_4(OH)_4^{4+}$
Sn	$SnOH^+$; $Sn_2(OH)_2^{2+}$; $Sn_3(OH)_4^{2+}$		$Pb_3(OH)_4^{2+}$; $Pb_6(OH)_8^{4+}$; Pb_2OH^{3+}; $Pb_9(OH)_{12}^{6+}$
	$Bi_6(OH)_{12}^{6+}$; $Bi_9(OH)_{20}^{7+}$ $Bi_9(OH)_{21}^{6+}$; $Bi_4O_4^{4+}$ $Bi_5O_5^{5+}$; $Bi_6O_6^{6+}$; $Bi_6O_6(OH)_3^{3+}$	Al	$Al[(OH)_5Al_2]_x^{3+x}$ $[Al(OH)_3]_x(OH)^-$ $Al_2(OH)_2^{4+}$; $Al_3(OH)_6^{3+}$
Ионы, образующие непрерывные ряды полимеров			
Jn	$Jn[(OH)_2Jn]_x^{3+x}$	Ce	$Ce_6O_4(OH)_4^{12+}$
Th	$Th[(OH)_3Th]_x$; $Th(OH)_2^{2+}$ $Th_2(OH)_2^{6+}$; $Th_5(OH)_{12}^{8+}$	Tl	$TlOSO_4 \cdot H_2O$
		Zr^{+4}	$Zr_3(OH)_4^{8+}$; $Zr_4(OH)_8^{8+}$ $Zr_4(OH)_8 \cdot (H_2O)_{16}^{8+}$
U	$U[(OH)_3U]_x^{4+x}$ $UO_2[(OH)_2UO_2]^{2+x}$		

Способность образовывать в растворе многоядерные полимерные комплексы свойственна не только ионам OH^-. В. Спицыным, Е. Никитиной и другими, в частности, установлены в водных растворах высокополимерные формы гетерополикислот и их солей с образованием анионов типа $[HW_6O_{21})^{5-}xH_2O]_n$, которые имеют молекулярные веса, растущие с уменьшением pH раствора и достигающие весьма большой величины: 14 000—120 000. Р. Нильсон обнаружил образование комплексов $Ag_2(S_2O_3)_4^{2-}$, $Ag_3(S_2O_3)_5^{7-}$ и $Ag_6(S_2O_3)_8^{10-}$ с координационными связями между ионами серебра и тиосульфатными группами. В многокомпонентных системах сложного состава, какими являются рудообразующие растворы, большое распространение будут иметь многоядерные полимерные комплексы со смешанными аддендами, подобные, например, тем, что приведены в табл. 46 по материалам И. Говорова, В. Барсукова и др.

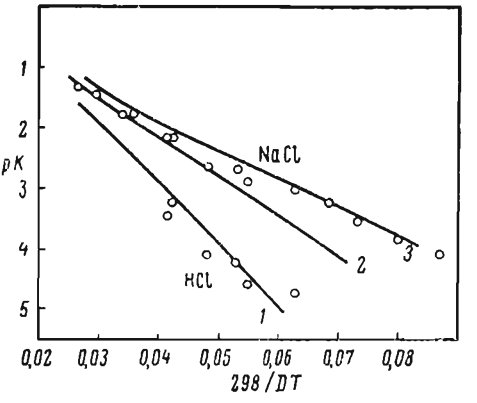


Рис. 211. Зависимость константы диссоциации (pK) NaCl и HCl в воде от температуры. *По Д. Пирсону и др.*

Расстояние между сближенными ионами: для кривой *1* — 2Å, для кривой *2* — 3Å и для кривой *3* — 4Å; *D* — диэлектрическая постоянная воды

Комплексные соединения металлов сильно растворимы в парах и газах, устойчивы при повышении температуры и в газовых растворах (Овчинников, 1965). При переходе от жидкой фазы к газовой могут сохранятся одни и те же комплексы, что, в первую очередь, сказывается на отсутствии прерывности растворимости вблизи критической точки, устанавливаемое многими новыми экспериментальными работами. Внутреннее равновесие в гидротермальных растворах определяется образованием или диссоциацией комплексов в зависимости от температуры, давления и состава раствора, диэлектрических и термодинамических свойств растворителя, размера, заряда и термодинамических свойств ионов, а также от многих других факторов. По Г. Хельгесону (1967), большинство этих параметров находит свое отражение в изменении стандартной энтропии, сопровождающим образование комплексов и представляющим собой мерило их устойчивости. Корреляция устойчивости комплексов с энтропией воды обеспечивает возможность оценки комплексообразования в гидротермальных растворах при повышенных температурах и давлениях.

Большое значение повышения температуры для координационной гидролитической полимеризации может быть проиллюстрировано простым примером, заимствованным из экспериментальных данных Н. Леках и И. Галинкера (1965); при 25° С в 0,1 н. растворе феррисульфата равновесное отношение ионов водорода к свободным ионам железа равно 0,055, тогда как при 260° С оно составляет уже 1250, т. е. отношение увеличивается в 22 000 раз. Таким образом, полнота гидролиза при повышенных температурах на несколько порядков отличается от полноты гидролиза при комнатной температуре. Сильно диссоциированные при 25° С кислоты и основания, такие, как HCl и KOH, становятся высокоассоциированными при надкритических температурах (рис. 211). Повышение температуры ведет к образованию таких ассоциаций, как ионные пары, утроенные ионы или еще более сложных ассоциатов, вплоть до мицелл — больших групп ионов одного знака, окруженных почти равным количеством противоположно заряженных ионов. Повышение давления вызывает возникновение таких же ассоциатов. Так,

например, по С. Хамману, константа диссоциации сульфата магния с повышением давления с 1 до 2000 *бар* увеличивается вдвое вследствие образования ионной пары:

$$Mg^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow (Mg^{2+}SO_4^{2-})$$

с расстоянием между центрами ионов, равным 4Å.

Длительное прохождение растворами большого пути от их источника через толщу горных пород к месту рудоотложения осложнено многообразными физическими и химическими явлениями, приводящими к смене газового состояния на жидкое и к эволюции их состава с пространственной дифференциацией растворенных веществ. Движение растворов совершается как свободным течением по трещинным полостям и зонам, создаваемым тектоническими усилиями, так преобладающе и инфильтрацией — просачиванием через поры и микротрещины горных пород. Проницаемость в этих двух случаях резко различна: трещины даже того же размера, что и поры, оказывают значительно меньшее сопротивление потоку жидкостей и газов. Г. Поспелов (1963), обративший внимание на некоторые физические особенности движения гидротермальных растворов, приводит такой пример: проницаемость песков при крупности зерна 0,5—0,4 *мм* составляет около 345 *дарси* и резко падает с уменьшением зерна, в то время как проницаемость трещины шириной 0,25 *мм* — более 5000 *дарси*.

Повышение температуры уменьшает вязкость жидкого раствора и увеличивает его проницаемость. Грюнбергом и Ниссаном такое увеличение оценивается в 0,8 *миллидарси* на 1°, что дает возможность перегретой воде двигаться по слабо проницаемой породе как хорошо проницаемой. Растворы сами способны улучшать условия своего просачивания, начиная от расклинивающего действия адсорбционных слоев в микротрещинах и кончая явлениями гидроразрыва, могущими привести к образованию значительных трещин, особенно на сравнительно небольших глубинах. Газы также могут производить механическую работу нарушения пород кровли, прокладывая и расширяя свой путь. Формирование некоторых месторождений молибдена, олова и других металлов, особенно в близповерхностных условиях, сопровождалось образованием брекчий, обусловленным именно такими прорывами газов.

Прорывы газов и внезапное заполнение жидкими растворами трещинных полостей, по А. Бетехтину, представляют собой частные явления. Рудообразующие растворы просачиваются весьма медленно, со скоростью того же порядка, что и скорость движения тепловой волны от интрузии. Во всех месторождениях рудоотложение происходит со сменой минеральных парагенезисов, отвечающей падающей температуре и никогда — наоборот. Таким образом, оно должно начинаться в то время, когда прогрев в данной точке достигает максимальной температуры, или же опережать приход этой максимальной температуры настолько, чтобы передача тепла растворов более холодным окружающим породам могла компенсироваться в размерах, требуемых для поддержания соответствующего температурного градиента формирования данного месторождения.

Фильтрация рудообразующего раствора через тонкие поры горных пород обусловливает дифференциальное перемещение его компонентов, при котором различную скорость имеют не только растворитель и растворенное вещество, но и разные ионы последнего (Овчинников, 1965). Этот фильтрационный эффект повышается с увеличением радиуса фильтрующегося гидратированного иона и давления на раствор и уменьшается с увеличением размера пор фильтрующей среды, с повышением концентрации раствора и его коэффициента диффузии. Различная скорость просачивания катионов и анионов вызывается электрокинетиче-

скими свойствами фильтрующей среды. При различных сочетаниях знаков заряда стенок капилляра и фильтрующегося через капилляр иона может происходить не только отставание растворенного вещества от растворителя, но и ускорение движения растворенных частиц с повышением их концентрации в фильтрате. Заряд стенок пор горных пород и комплексообразование в фильтрующихся растворах значительно увеличивают возможности сортировки металлов, дифференциации при их движении и разделения при отложении. Явления, происходящие при фильтрации, сложны; способствовать дифференциации вещества растворов могут также и влияние ситового действия, капиллярный осмос, механизм хроматографии.

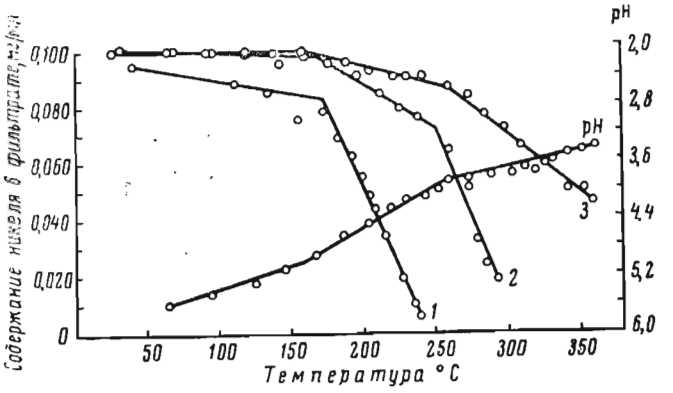


Рис. 212. Кривые фильтрации $NiCl_2$ через порошки рутила (*1*), циркона (*2*) и кварца (*3*). Размер зерен 0,02—0,06 *мм*. P=300 *кг/см*². Зависимость pH от температуры дана для исходного раствора

Повышение температуры на задержку растворенного вещества при фильтрации влияет двояко: при сравнительно невысоких температурах оно ее уменьшает, а в условиях, когда происходит интенсивный гидролиз, значительно увеличивает (рис. 212), что дает возможность предполагать большое значение гидролитической полимеризации в формировании фильтрационного эффекта при повышенных температурах и давлениях.

Некоторые закономерности отложения

Процессы, протекающие при отложении руд и непосредственном формировании плутоногенных гидротермальных месторождений, легче поддаются изучению, чем предшествующие этапы деятельности рудообразующих растворов, поставляя обильный материал для прямого наблюдения и всестороннего исследования. Но они также сложны и многообразны; как известно и в этом случае сохраняется еще много неопределенного, вызывающего разные представления и дискуссии. Во всех месторождениях длительное минералообразование протекает в условиях закономерного изменения свойств растворов, происходящего одновременно с понижением температуры, на что давно было обращено внимание и что позволило Д. Коржинскому (1965) выделить стадии резко различной их кислотности. Первые этапы формирования месторождений апоинтрузивного класса с характерными околорудными изменениями отвечают к и с л о т н о й стадии, при последующем понижении кислотности и достижении значительной основности растворов наступает щ е л о ч н а я стадия с осаждением рудных и сопутствующих им других минералов. Процесс заканчивается заключительной нейтральной стадией, когда после осаждения пересыщающих оснований раст-

воры становятся близкими к нейтральным. В интраинтрузивных месторождениях кислотной стадии может предшествовать ранняя щелочная стадия, выражающаяся, в частности, в околожильной калишпатизации и альбитизации.

Для объяснения такой закономерной эволюции постмагматических растворов, обладающей исключительной универсальностью с проявлением не только в процессах, связанных с образованием месторождений рассматриваемого типа, Д. Коржинским выдвинута гипотеза «опережающей волны кислотности», опирающаяся на так называемый кислотно-основной фильтрационный эффект, при котором происходит более быстрое просачивание через поры горных пород кислот и отставание от них оснований. Однако действие фильтрационного эффекта ограничено значительно меньшими пространствами, чем тот путь в несколько километров, который могут проходить растворы от их источника до места отложения руды. С другой стороны, фильтрационный эффект находится в полной зависимости от свойств среды, через которую движутся растворы и от способа их продвижения, что может приводить к разному количественному его значению в одном и том же участке: от осаждения растворенного вещества перед непроницаемыми преградами до отсутствия какого либо эффекта при течении по трещинам. К тому же, как показывают предварительные экспериментальные данные (см. рис. 212), в нагретых водных растворах связанный с повышенной температурой гидролиз сам может вызвать фильтрационный эффект, а не наоборот, как это представляется, исходя из результатов опытов по фильтрации холодных растворов.

Универсальный режим кислотности растворов со сменой кислотной стадии на щелочную, независимый ни от типа месторождения, ни от конкретных геологических условий, в которых оно находится, должен регулироваться таким же независимым, действующим в любой геологической обстановке, механизмом. Не отрицая определенного влияния фильтрационного эффекта, следует предположить, что, вероятно, такое изменение режима кислотности все же в основном связано с понижением температуры, приводящим к изменениям во внутреннем строении растворов.

Д. Коржинский (1964) справедливо подчеркивает, что отделяющийся от силикатного расплава раствор с самого начала обогащен летучими кислотными компонентами, активность которых еще более повышается при переходе из надкритического газообразного состояния в жидкое и его уплотнении, вызываемых первоначальным понижением температуры за время передвижения раствора. При наиболее высоких температурах начала формирования месторождений растворы находятся в состоянии наиболее полной гидролитической полимеризации, последующее снижение температуры сопровождается обязательной ступенчатой деполимеризацией и соответствующим понижением кислотности; к этому же приводят и другие внутренние перестройки растворов. Значительное повышение щелочности растворов совпадает, вероятно, с наступлением массового разрушения комплексов, приводящего в то же время и к осаждению рудных парагенезисов.

Многочисленные данные анализов растворов, заполняющих вакуоли в различных минералах (Минералог. термометрия ...., 1965; Тезисы ..., 1965; Хельгесон, 1967 и др.), свидетельствуют, что качественный состав этих растворов весьма постоянен и сохраняется одинаковым не только в апо- и интраинтрузивных месторождениях разных типов (вольфрама, олова, золота, полиметаллов, барита и др.), но и в минералах разных стадий (полевые шпаты, турмалин, кварц, барит, сфалерит, галенит, карбонаты и др.). Не только этот частный, хотя и важный факт, но и вся физико-химическая история образования салических плутоногенных — гидротермальных месторождений полностью исключает опреде-

ляющую роль при этом пульсации магматического очага. Пульсационная гипотеза, выдвинутая в 1937 г. С. Смирновым, имела большое прогрессивное значение и была необходима в период увлечения советскими геологами формальной схемой единого батолита В. Эммонса как ее противопоставление не только при теоретических построениях, но и в практической работе. Однако попытки сохранить ее и сейчас с помощью различных искусственных схем, даже в примирении с гипотезой Д. Коржинского, достойны только сожаления. Число тектонических подвижек, сопровождающихся возникновением или, наоборот, закрытием трещин, могущее достигать за время образования месторождения

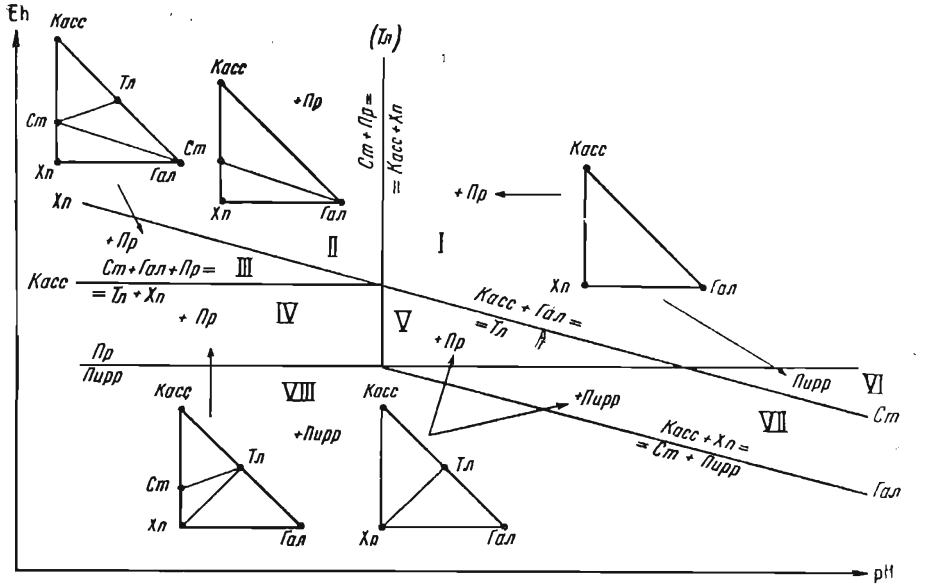


Рис. 213. Типы парагенезисов сульфидно-касситеритовых руд. *По В. Чайникову*

нескольких десятков (Рундквист, 1963), а также количество трещин и их размеры в разных месторождениях и на разных стадиях определяются местными условиями и весьма различно. Эти подвижки, естественно, не могут влиять на ход рудообразующего процесса, в своих главных чертах единый для всех месторождений. Они не определяют и последовательность минералообразования в отдельно взятом месторождении, нередко разобщая во времени жилы и прожилки одного и того же состава.

Снижающаяся температура — неизбежная первопричина последовательного минералоотложения в месторождениях. Что же касается тех способов и реакций, которые приводят к отложению разных минералов в различных сочетаниях, то они могут быть весьма разнообразными, с взаимодействием частиц внутри раствора, растворов между собой, раствора с вмещающей породой или с ранее образованными минералами и т. п., вызванным большим числом физико-химических, химических и физических факторов. Вероятно, отложение без химического взаимодействия в результате сорбции, необратимого адиабатического расширения растворов, осмоса, фильтрации и других физико-химических причин более распространено, чем это принято думать.

Важное значение для раскрытия физико-химических условий рудоотложения имеют теория и метод парагенетического анализа минералов, разработанные Д. Коржинским в качестве прямого следствия эмпирического обобщения большого фактического материала. В послед-

нее время обращается внимание на возможную плодотворность применения к анализу процессов гипогенного рудообразования методики Пурбэ, позволяющей оценивать пределы устойчивости минеральных ассоциаций в зависимости от окислительного потенциала (Eh), концентрации водородных ионов (pH), химической активности ионов (Маракушев, 1965). По В. Чайникову, например, парагенезисы сульфидно-касситеритовых руд в зависимости от кислотности среды подразделяются на две группы, устойчивость минеральных ассоциаций внутри которых определяется величиной окислительного потенциала (рис. 213).

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В кн.: «Химия земной коры», т. 2, Изд-во «Наука», М. 1964.

Бёрч Ф. Физика земной коры. В кн.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы учения о магматогенных рудных м-ниях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: «Основные проблемы учения о магматогенных рудных м-ниях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бородаевская М. Б. Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1949.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.

Воларович М. П. Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. В сб.: «Исследования физических параметров вещества земной коры», вып. 9. Изд-во «Наукова Думка», Киев, 1964.

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

Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Под ред. К. Дэнхема. Изд-во иностр. лит., 1953.

Геология рудных месторождений западных штатов США. ОНТИ, 1937.

Дергунов И. Д. Современные представления о термическом режиме земной коры. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1958, № 1.

Дортман Н. Б. [и др.]. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд-во «Недра», 1964.

Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1952, 12, № 115.

Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. I, 1963 г., т. II, 1965 г., Прага.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. III чтение им. В. И. Вернадского. Изд-во АН СССР, 1962.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Проблемы генезиса руд»).

Коптев-Дворников В. С. [и др.]. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Краускопф К. Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам. В сб.: «Геохимические исследования». Изд-во иностр. лит., 1961.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных гидротермальных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Проблемы генезиса руд»).

Лаврinг Т. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.

Леках Н. Б. и Галинкер И. С. Гидролиз водных растворов феррисульфата при высоких температурах. «Журнал физической химии», 1965, т. 39, № 6.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, 1959.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.

Минеральные ресурсы капиталистических стран. Под ред. Н. А. Быховера. Изд. ВГФ, 1964.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. «Изв. АН СССР», серия геол., 1959, № 4.

Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. «Изв. АН СССР», серия геол., 1965, № 6.

Парк Ч. Теория зональности рудных месторождений. В кн.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1959.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. «Геология и геофизика», 1963, № 3.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Рундквист Д. В. Особенности строения и формирования рудных жил выполнения. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, ч. 92, вып. 2.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965_1.

Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. VI чтение им. В. И. Вернадского. Изд-во «Наука», 1965_2.

Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по геотермобарометрии. 20—25 сентября 1965 г. Новосибирск, 1965.

Тюрнор Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. В кн.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1959.

Хайдук И. Полимерные комплексные соединения. «Успехи химии», 1961, т. 30, № 9.

Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Изд-во «Мир», 1967.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.

Эммонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород ГОНТИ, М.-Л., 1933.

Goranson R. W. Silicate—water systems: the «osmotic pressure», of silicate melts. Amer. Miner., vol. 22, No. 5, 1937.

Geology of australian ore deposits, Melbourn, 1953.

Jaeger J. C. Temperatures outside a cooling intrusive sheet. Amer. J. Sci., vol. 257, No. 1, 1959.

Kennedy G. C. Phase relations of some rocks and minerals a high temperatures and high pressures. Advances in Geophysics, vol. 7, 1961.

Laffitte P. Regime thermique au voisinage d'un filon hydrothermal. Comptes rendus d. seanc de l'Acad. des Sciences, t. 246, 1958.

Verhoogen J. Thermodynamics of a magmatic gas phas. Univ. Calif. Publs. Geol. Sci., 28, pp. 91—136, 1949.

Глава восьмая

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Первые указания на возможную роль в рудообразовании процессов вулканизма встречаются у Котты, который в 1862 г. отметил рудоносность корневых частей вулканов и вулканических пород. Значительно позже М. Усов, А. Берг, П. Ниггли и другие выделили ряд вулканических месторождений. В эффузивную фацию жильных месторождений М. Усов включил олово-серебряную формацию Боливии, золото-серебряные и полиметаллические месторождения Перу, Чили и Испании, причем впервые указал на то, что образование рудных минералов происходило не без участия атмосферных вод. Признание роли вулканизма в образовании руд не только эксгаляционных, но и гидротермальных месторождений можно найти в работах В. Обручева и В. Линдгрена.

Широкое распространение идей В. Эммонса об универсальной роли в рудообразовании гранитных батолитов, вероятно, было причиной того, что указанным выше наблюдениям не придавалось большого значения.

Лишь к 1950—1960 гг. развитие представлений по геологии магматизма, магматических формаций и комплексов и их металлогении послужило новой основой для возрождения проблемы вулканогенного рудообразования в гораздо более широкой постановке (Ю. Билибин, Ю. Кузнецов, В. Котляр, В. Смирнов, М. Фаворская, Е. Устиев и др.).

Выявление геотектонических особенностей различных областей дало основание для выделения Е. Устиевым вулкано-плутонических формаций и особенностей их региональной металлогении (В. Смирнов, А. Семенов и др.), а изучение структурно-петрологических и рудно-геологических особенностей рудных районов и глубинности магматических образований привело к выводу о необходимости выделения близповерхностных субвулканических интрузивов, а также сложных эффузивно-интрузивных комплексов (Котляр, 1955; Щерба, 1957 и др.) и вулканогенно-осадочных формаций (Г. Дзоценидзе, В. Смирнов, Н. Страхов и др.) со своей специфической рудоносностью.

Новой постановке данной проблемы способствовало также развитие вулканологических исследований, при которых были получены ценные данные для понимания метасоматических и рудогенетических процессов и их геохимии (Набоко, 1963; В. Аверьев, Д. Уайт и др.).

В настоящей работе рассматриваются только основные особенности образования гидротермальных месторождений, связанных с вулканизмом. Эта проблема весьма сложна и требует дальнейших специальных исследований.

Основные определения и признаки

Вулканогенные месторождения — это месторождения, образовавшиеся в тесной связи с вулканическими процессами. В соответствии с современными представлениями под последними понимаются не только проявления вулканизма на поверхности, но и глубинные процессы, которые обусловливают поверхностный вулканизм (А. Ритман, Р. Дэли, А. Заварицкий). Только при таком понимании можно разобраться

в принципиальных отличиях и в связях плутонизма и вулканизма, а также в существе сопровождающих их процессов рудообразования. Поэтому к вулканогенным следует относить не только эксгаляционные месторождения, но и месторождения, которые формировались из гидротермальных растворов в условиях постоянного или периодического сообщения магматического очага с поверхностью.

Физико-химические условия их образования несомненно существенно отличались от условий образования плутоногенных месторождений. Они заключались не только в иных градиентах падения температуры и давления, фазовом составе растворов и их кислотно-основных свойствах, но и в самом ходе развития постмагматических процессов, скорости их протекания и природе рудоносных растворов.

Формирование вулканогенных месторождений, вероятно, происходит различно на поверхности, в подводных условиях, на глубине первых сотен метров от поверхности суши и, наконец, в более гиповулканических (Щерба, 1963) условиях, когда магма поднималась к поверхности земли по глубоким тектоническим разломам. Такое поднятие магмы приводило к возникновению субвулканических интрузий и к формированию сложных вулканогенно-интрузивных и экструзивных комплексов. Вулканогенные толщи, особенно среднего и кислого состава, всегда сопровождаются субвулканическими интрузиями (Д. Коржинский, 1953 г.) Именно тесная связь их между собой в пространстве и во времени, идентичность состава, комагматичность, специфика формы субвулканических тел и структуры пород являются теми характерными признаками, которые хорошо сформулированы М. Бородаевской и М. Фаворской.

Таким образом, мы расширяем понятие субвулканических интрузий, данное А. Полкановым. Определяющим признаком является не столько их непосредственный переход в эффузивы, сколько генетическая связь между собой и связь по времени образования с вулканитами. В последнее время некоторые исследователи обратили внимание на эруптивные формы интрузивного процесса (Борсук, Масуренков, 1964) и выдвинули вопрос о выделении субинтрузий как «самостоятельной фазы эвгеосинклинального магматизма» (К. Мкртчян).

Субинтрузивные тела, непосредственно связанные с интрузивными массивами и сопровождающиеся эруптивными брекчиями и трубками взрыва, не достигавшими поверхности, можно рассматривать как промежуточные от гипабиссальных и малых интрузий к субвулканическим. Следует иметь в виду, что субвулканические некки на низких срезах почти не отличимы от малых интрузий и, по-видимому, имеются случаи, переходные между гипабиссальными и субвулканическими образованиями.

Особенно широко распространены вулканогенные гидротермальные месторождения, связанные с субвулканическими интрузивами и вулканическими жерлами. Они отличаются следующими главными особенностями:

1) размещаются в породах вулканогенных формаций в тесной пространственной и временной связи с субвулканическими образованиями; контролируются экструзивами, субвулканическими интрузивами и сложными вулканогенно-интрузивными комплексами;

2) вытягиваются поясами вдоль региональных разломов, часто выполненных или перекрытых магматическими породами;

3) располагаются в структурах второго и более высоких порядков, широко используя при этом вулканические структуры, а также наложенные на разломы и выполняющие их вулканиты, зоны нарушений и трещиноватости;

4) локализуются преимущественно в связи с дифференцированными субвулканическими образованиями, выраженными породами среднего и особенно кислого, субщелочного и щелочного состава;

5) представлены преимущественно прожилковыми, штокверковыми и сплошными метасоматическими рудами часто с резко выраженными фациальными особенностями близповерхностного происхождения (телескопированность, структурно-текстурные признаки и т. п.);

6) сопровождаются столь же резко выраженными близповерхностными типами метасоматического изменения вмещающих пород с отчетливой зависимостью от структурно-литологических условий и с выраженной линейной или концентрической метасоматической зональностью;

7) характеризуются большим разнообразием минеральных ассоциаций, типичным для близповерхностных условий их отложения, иногда обнаруживающих переходы как к поверхностным, так и к более глубинным фациям.

Практическое значение

С вулканогенными гидротермальными месторождениями связаны месторождения золото-серебряной формации, дающие значительную часть добычи золота, многие месторождения медно-порфировых, медно-турмалиновых и медно-мышьяковых руд, обеспечивающих около 45% мировой добычи меди, многие важнейшие в промышленном отношении месторождения молибдена, включая уникальное месторождение Клаймакс в США, многие и достаточно крупные месторождения свинца, цинка и серебра (Мексика, Перу, Чили, Япония и др.), олова (Боливия), бериллия (бертрандитовая формация США и Мексики), ртути (Монте-Амиата в Италии, месторождения Японии, Китая, Филиппин, США и др.), многие значительные месторождения урана.

Об основных различиях формирования плутоногенных и вулканогенных постмагматических месторождений

Процессы магматизма, метаморфизма и минерализации при образовании плутоногенных и вулканогенных месторождений различны. Вместо интрузивных или интрузивно-метасоматических комплексов, формирующихся на глубине вне связи с поверхностью, образуются комплексы вулканические с субвулканическими или, при периодическом сообщении магмы с поверхностью, вулканогенно-интрузивными образованиями. Вместо жидких остаточных растворов, выделяющихся из магматического резервуара лишь после застывания существенной части магмы, в рассматриваемых случаях в связи с резким падением давления выделяются обильные газовые растворы, взаимодействующие с подземными водами, насыщающими верхние части земной коры и вызывающие в специфической геохимической обстановке своеобразные изменения пород. Наконец, движение растворов происходит не только по тектоническим путям и пористым породам, но и по вулканическим структурам — жерловинам, коническим и кольцевым разломам, радиальным трещинам и т. п.

Следовательно, месторождения, связанные с плутоническим и вулканическим процессами, представляют собой две крайних группы. И те, и другие, несомненно, являются месторождениями гидротермальными. Исключение составляют лишь самые крайние типы: пневматолитовые, ассоциированные с интрузивами, причем, как известно, выделение их остается дискуссионным, и эксгаляционные, по существу поверхностные, связанные с вулканизмом.

При такой постановке возникает вопрос о том, где проходит граница между вулканогенными и плутоногенными месторождениями и чем она определяется. В своих ранних работах автор исходил из глубинности, как определяющего фактора.

Действительно, оказалось целесообразным и возможным выделять месторождения глубинные, обязанные своим происхождением интрузивным процессам, и близповерхностные, связанные с субвулканическими образованиями (И. Магакьян, П. Татаринов, Г. Борхерт, В. Котляр), хотя и здесь встречались некоторые затруднения. Но более значительные трудности выявились при рассмотрении относительно глубинных месторождений в вулканических жерлах и трубках взрыва (Невский, 1960; С. Кравченко), на что обратил внимание Г. Щерба (1963). Исследование этого вопроса показало, что в связи с глубокими разломами в ряде случаев формируются сложные вулканогенно-интрузивные комплексы, и ассоциированное с ними оруденение локализуется в широком интервале глубин — от больших, захватывающих области развития гипабиссальных интрузий, до малых — субвулканических. При этом образование как самих комплексов, так и гидротермальных месторождений находится в тесной связи со степенью тектонической деформированности, которая определяет проницаемость толщ на разных уровнях.

Таким образом, соотношение глубинных плутоногенных и вулканогенных гидротермальных месторождений определяется глубиной в сочетании с структурно-тектонической проницаемостью среды.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Связь рудоносных магматических комплексов с основными структурами земной коры

Вулканогенные гидротермальные месторождения встречаются в различных структурах земной коры. В число этих структур входят:

1) ранние геосинклинальные прогибы в эвгеосинклиналях, особенно в геосинклинальных рвах, заполненных породами спилито-кератофировой, диабазо-яшмовой и порфирито-плагиогранитовой формаций. С этими структурами связаны колчеданные, некоторые колчеданно-полиметаллические, баритовые, а также кремнисто-гематитовые и кремнисто-марганцевые месторождения;

2) складчатые пояса, антиклинальные поднятия, периферические зоны срединных массивов и краевые прогибы, усложненные региональными разломами. В этих структурах земной коры в связи с начальными стадиями антиклинальных поднятий развиваются андезитовая и андезито-дацитовая, преимущественно наземные формации; с главной стадией поднятий наземные формации — порфировая или липаритовая, а также игнимбрито-гранитовая; с завершением формирования геосинклинальных зон — вулканогенная молассовая;

3) зоны глубинных пограничных разломов, разделяющих пояса разновозрастной складчатости. В них развиваются мощные и протяженные вулканические пояса, выделяемые М. Ициксоном, Л. Красным и В. Матвеенко как особые вулканогенные структуры, с которыми связаны сменяющиеся во времени андезитовая, андезито-дацитовая, липаритовая и базальтовая формации. Особенность этих структур заключается в том, что в составе их вулканогенных комплексов присутствуют также и комагматичные гипабиссальные интрузивы. Слагаемые ими формации Е. Устиев рассматривает как вулкано-плутонические. Связанное с этими формациями оруденение также отличается большим разнообразием генетических типов. Примером таких поясов могут служить Охотско-Камчатский, Кызылкумско-Кураминский, Центрально-Казахстанский и др.;

4) древние докембрийские щиты и другие жесткие платформенные области, активизированные последующими тектоническими движениями и проявлениями магматизма. В этих условиях вулканогенные комплек-

сы характеризуются пестрым составом, часто включающим как основные и ультраосновные, так и щелочные породы. С ними связаны карбонатитовые, золоторудные, урановые и другие месторождения;

5) чехлы устойчивых постпротерозойских платформ с развитыми в них трапповыми формациями и приуроченными к ним характерными месторождениями.

Структуры первого, второго, третьего и отчасти четвертого типов представлены протяженными зонами различных вулканогенных формаций, контролируемыми региональными разломами, структуры третьего типа — особенно четко выраженными огромными вулканическими поясами, и, наконец, структуры пятого типа — обширными покровами вулканогенных пород или их изолированными участками.

Для наших целей можно различать три главных типа геотектонических обстановок: геосинклинальную доорогенную, позднеи посторогенную и области активизации древних структур. В настоящей главе главное внимание будет уделено месторождениям посторогенных и активизированных зон. Принципиальное различие между ними заключается в том, что посторогенный магматизм несет те или иные черты преемственности геосинклинального тектоно-магматического цикла, завершая его, в то время как в зонах активизации магматизм вполне автономен.

Основные предпосылки формирования рудоносных вулканогенных комплексов

Подходя к вопросам вулканогенного рудообразования, необходимо иметь в виду, что источником рудных веществ в основном являются не излившиеся на поверхность земли лавы, которые быстро теряют свои летучие вещества, а те растворы, которые еще в недрах земли сопровождают явления вулканизма. Поэтому прежде всего необходимо установить, в какой геолого-петрологической обстановке появляются такие растворы, с какими вулканогенными комплексами и каким образом они связаны.

Главнейшей особенностью рассматриваемых месторождений является их локальная приуроченность к центрам проявления вулканизма или к субвулканическим интрузивам, сопровождающим формирование вулканогенных формаций. Место нахождения центров вулканизма определялось, как правило, развитием магмопроводящих глубинных разломов, усложнения которых в виде сопряжений, пересечений, изгибов создавали условия для локализации вулканизма.

Не рассматривая сложной проблемы магмообразования, можно отметить, что формирование магматических комплексов происходит различно в зависимости от геотектонических условий развития разных участков земной коры. Эти условия определяли размах проявления магматизма по вертикали, пути подъема магм и характер их проникновения, а также состав магм и длительность формирования комплексов.

В зависимости от структурных условий магмы первичных очагов, независимо от того, формируются ли они за счет базальтовых астенолитов (Белоусов, 1965) или в результате плавления различных по составу кристаллических пород (А. Виноградов, Г. Иодер и К. Тилли), при возникающих тектонических напряжениях поднимаются с различной скоростью к поверхности земли. Если напряжения не могли преодолеть сопротивления всей толщи пород, происходило формирование интрузивов. Если же тектоно-магматические напряжения преодолевали сопротивление покрывающих пород, магмы проникали до поверхности земли. Это имело место преимущественно в жидких перегретых магмах основного состава. Проявление такого рода вулканизма приводило в основном к трещинным излияниям, которые, как правило, оруденением не сопровождались. Лишь в некоторых случаях, вследствие особой струк-

турно-литологической обстановки, создавались условия для вулканизма центрального типа и дифференциации, выражавшейся во внедрении субвулканических интрузий долеритового состава и образовании месторождений железных руд. Такие условия возникали на платформах и приводили к образованию месторождений ангаро-илимского типа.

В складчатых зонах подъем из глубоких очагов основных магм сопровождался их дифференциацией и образованием промежуточных очагов. Это приводило к более широкому развитию пород основного и среднего, а в локальных структурно-благоприятных участках и кислого состава. Разломы, контролирующие магматизм этого типа, оказывались проницаемыми для магм до поверхности лишь в отдельные сравнительно короткие интервалы времени.

В поздне- и посторогенных зонах в связи с развитием интенсивных разломов под воздействием глубоких очагов основных магм и тепловых потоков формировались преимущественно сиалические магматические очаги. Как показали Н. Хитаров, Г. Иодер, К. Тилли и другие, такие очаги могли появляться на небольших глубинах от поверхности, в связи с чем их развитие в условиях продолжавшихся тектонических движений часто протекало при непосредственном или периодическом сообщении с поверхностью. Подобные условия развития магматизма приводили к формированию сложных вулканогенно-интрузивных формаций и комплексов, которые хорошо охарактеризованы в последних работах Ю. Кузнецова (1964).

В условиях активизированных зон по глубоким разломам, нередко разделяющим области разновозрастной складчатости, происходил подъем основных магм из верхней мантии. Такие магмы дифференцировались и, периодически достигая поверхности, приводили к более глубинным, сложным и нередко более длительно формировавшимся плутоно-вулканическим формациям и локальным комплексам. К таким зонам (рис. 214) принадлежат вулканогены, выделяющиеся М. Ициксоном, Л. Красным и В. Матвеенко. К ним относится Камчатско-Охотский вулканический пояс, охарактеризованный Е. Устиевым, пояс Центрального Казахстана, выделяющийся А. Богдановым и др. Несколько отличными являются активизированные зоны древних щитов, где по разломам формировались комплексы ультраосновного и щелочного, или только кислого, субщелочного или щелочного состава.

Типы региональных разломов и их значение в формировании рудоносных магматических комплексов

Характеристике глубинных магмопроводящих разломов посвящена огромная литература и нет возможности на ней подробно останавливаться. Предложены классификации разломов, показывающие разные условия их образования, различный масштаб, глубинность и их значение в магматизме (М. Ициксон, Л. Красный, А. Михайлов, А. Пейве, В. Смирнов, В. Хаин, Ю. Шейнманн и др.). Имея в виду существенные различия в строении земной коры на разных стадиях ее геологического развития, при рассмотрении этого вопроса необходимо учитывать не только масштаб, порядок и глубинность разломов, но также и мощность сиалического слоя земной коры. Наименьшая мощность сиалического слоя существовала на ранних стадиях геосинклинального развития. Это является вероятной причиной проявления по разломам ранней стадии вулканических и субвулканических комплексов преимущественно основного состава. Для поздне- и посторогенных стадий развития, когда мощность сиалического слоя сильно возрастала, разломы во многих случаях могли не выходить за пределы этого слоя. Для этой обстановки характерен магматизм сиалического типа. Позднее, в период

активизации консолидированных структур, глубинные разломы вновь могли достигать верхней мантии.

Выделяют следующие типы крупных магмопроводящих вулканоконтролирующих разломов.

1. Глубинные разломы, предшествующие и сопровождающие формирование геосинклинальных прогибов и трогов, заложенные до проявления главной складчатости.

2. Сиалические разломы разных порядков, использующие как древние расколы фундамента, так и формирующиеся преимущественно

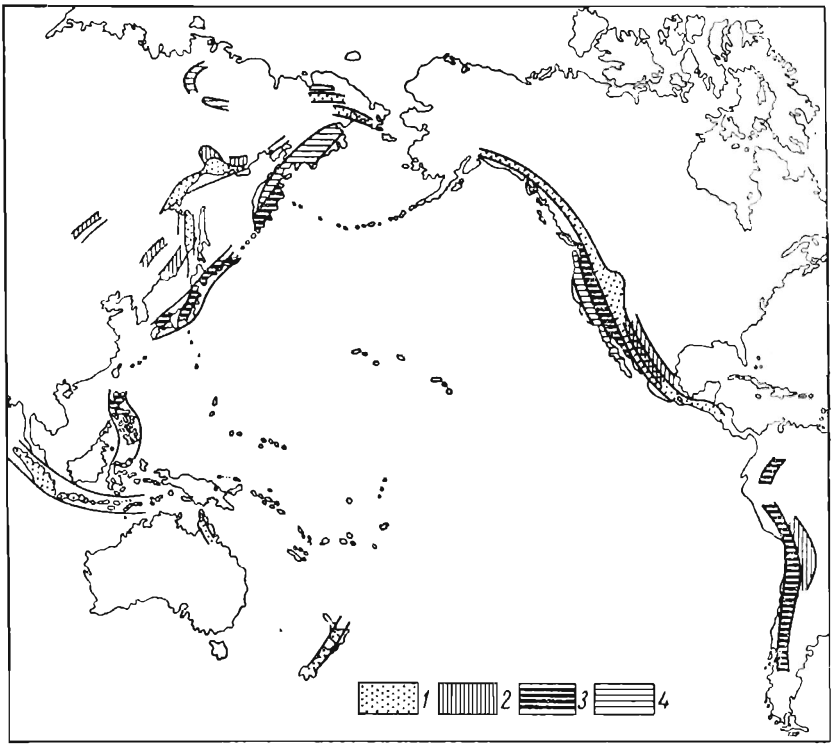


Рис. 214. Главнейшие вулканогенные металлогенические зоны Тихоокеанского кольца. *По М. Ициксону, Л. Красному, В. Матвеенко*
1 — золоторудная; *2* — оловорудная; *3* — медные и молибденовые; *4* — ртутные

после складчатости в процессе дифференциальных движений при преобладающем поднятии, часто приводящие к образованию блоковых нарушений.

3. Крупнейшие глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы разного возраста и контролирующие вулканические пояса.

4. Разломы зон активизации
   а) в древних докембрийских щитах;
   б) в молодых постпротерозойских платформах;
   в) в консолидированных складчатых системах.

Развитие магмопроводящих разломов и образование вулканических очагов

Изучая области современного и древнего вулканизма, можно сделать вывод, что глубина, характер и развитие магмопроводящих разломов оказывают влияние: 1) на место возникновения первичных магматических очагов, их подкоровый или сиалический характер и состав

первичных магм; 2) на особенности подъема первичной магмы и образование промежуточных и верхних (периферических) магматических очагов; 3) на направленность развития магматизма, эволюцию и миграцию очагов, дифференциацию магмы, гибридизм, глубинную ассимиляцию и др.; 4) на структурно-геологические условия развития промежуточных магматических очагов, формы проявления магматизма и образование формаций, комплексов и фаций магматических образований.

Хотя формы проявления магматизма в основном определяются структурно-тектоническими условиями развития верхних очагов, предпосылки для возникновения вулканизма и его особенностей создаются еще на ранних стадиях заложения магмопроводящих разломов.

С глубинными разломами так или иначе связано возникновение глубоких магматических очагов, вероятная схема образования которых предложена В. Белоусовым. Основываясь на расчетах нормальных температурных кривых в верхней мантии, произведенных Е. Любимовой, и кривых плавления материала, он пришел к выводу, что, во-первых, на глубинах 80—400 *км* происходит постоянное выплавление базальтовой магмы в виде эмульсии из перидотитового материала, и, во-вторых, что в зонах мобильных глубинных разломов базальтовые выплавки обособляются во всплывающие астенолиты (Белоусов, 1965).

В связи с вторгающейся по разлому магмой, разлом не может сомкнуться, так как растягивающие напряжения преодолевают прочность на разрыв среды в более короткое время, чем время релаксации. Вторжение жидкой магмы в полость формирующегося разлома в связи с падением давления протекает незамедлительно, но формирование первичного разлома и подъем магмы до поверхности, судя по сейсмическим наблюдениям в областях современного вулканизма, требует более продолжительного времени (А. Ритман).

Можно думать, что подъем основной базальтовой магмы, следовавшей за развитием сквозных разломов, требовал меньше времени, нежели кислых и вязких магм самостоятельных сиалических очагов. Вероятно, таким образом развивались глубинные разломы, по которым происходил подъем из верхней мантии базальтовой магмы и образование трапповых формаций платформенных областей. Для них и слагающих их магматических комплексов характерно полное отсутствие гранитоидов и абиссальных интрузивных массивов.

Глубинный характер, надо полагать, имели и магмопроводящие краевые разломы, развивающиеся на стыках складчатых зон и платформ или же на стыках складчатых зон различного возраста. На это указывает приуроченность к зонам разломов наряду с кислыми изверженными породами и проявлений основного магматизма, слагающих иногда единые дифференцированные комплексы. Появление средних и кислых пород можно объяснить потерей при их формировании кинетической энергии. Это приводило к задержке развития разлома кверху и к возникновению промежуточных очагов в коре.

Возникновение промежуточных очагов происходило также при развитии сдвиговых напряжений вдоль зон смятия, а также при образовании милонитов, в результате чего проницаемость зоны резко уменьшалась. В подобных случаях первичная магма, постепенно терявшая свою подъемную силу, уже не могла преодолеть возникающих препятствий, в результате чего возникало гидростатическое равновесие, что и приводило к возникновению промежуточных очагов. В дальнейшем такое равновесие могло снова неоднократно нарушаться.

Вероятно, благоприятными для возникновения промежуточных очагов были зона перехода кристаллического цоколя в осадочную оболочку, участки пересечения разломов, а на верхних уровнях — участки отслоения различных по своим физическим свойствам толщ. В проме-

жуточных очагах создавались условия и для дифференциации, гибридизма, а также для явлений глубинной ассимиляции.

Проявления вулканизма, связанные с промежуточными и особенно с верхними очагами, обусловлены движениями по магмоконтролирующим зонам нарушений в надочаговом этаже.

Подобное развитие магмопроводящих разломов и магматизма происходило и в посторогенных складчатых зонах. Однако в связи с большой мощностью сиалического слоя здесь развивались сиалические очаги, которые часто оказывались разобщенными.

Одна из главных особенностей магмопроводящих разломов заключается в том, что они, как и контролируемые ими промежуточные очаги, имели в общем восходящее развитие. Что же касается вулканогенных комплексов, то последние часто формировались в условиях уже нисходящего развития структур в связи с постепенным охлаждением системы, если это развитие не нарушалось новым поступлением глубинного тепла и не имели места процессы реювенации.

Для долгоживущих зон глубинных разломов, особенно таких, которые контролируют крупные вулканические пояса, иногда наблюдается повторное возбуждение магматизма с наложением более поздних магматических, и, в частности, вулканогенно-интрузивных комплексов на ранние. Таким примером может служить Охотско-Камчатский вулканический пояс (Е. Устиев, М. Иициксон, Л. Красный, В. Матвеенко), Кызылкумско-Кураминский пояс, изученный Е. Карповой, и др.

Особенности формирования и основные типы рудоносных вулканогенных комплексов

Разнообразие тектонических условий приводит к различным условиям формирования рудоносных магматических комплексов. При этом большое значение имеет глубина очага, из которого черпались вулканические продукты. Глубина и положение в геологической структуре земной коры этого очага в значительной мере определяет характер его развития, состав, соотношения вулканитов и других слагающих комплекс образований.

Многочисленные геофизические исследования в современных вулканических областях показывают, что под действующими вулканами имеются столбообразные с поперечными размерами в несколько десятков километров, линзообразные или иной формы вулканические очаги или скопления магмы. Например, по данным Г. Штейнберга, под Авачей такой линзообразный очаг расположен на глубине 3—4 *км*. Глубина очага под Везувием, по Г. Умбгрову, составляет 5 *км* ниже уровня моря, под вулканом Килауэа — также 5 *км*, под вулканами Шотландии — 4—7 *км* (Д. Макдональд). Размеры таких очагов различны, о чем можно судить (табл. 48) по расчетам тепловых потоков вулканических областей, произведенных Д. Уайтом (1965).

Вопросу о характере питающих вулканических очагов, их морфологии и глубине расположения посвящена интересная работа Е. Мархинина (1964), который предложил схему эволюции периферического очага, допуская развитие таких очагов примерно на одной глубине. Между тем, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что глубина вулканических очагов неодинакова, а это существенным образом влияет на структуру надочагового этажа и на происходившие в нем процессы.

Один из типов рассматриваемых комплексов характеризуется тем, что глубинные интрузии в больших массах достигают поверхности, непосредственно переходят в эффузивы и сопровождающие их вулканиты. В этом случае надочаговый структурный этаж выпадает.

Примером таких соотношений могут служить данные Г. Власова (1958), который указывает, что многие месторождения самородной серы

Таблица 48

Величины объема магм по расчетам максимальных температур и тепловых потоков в районах проявления термальных вод

По Д. Уайту (White, 1957)

Район	Максимальная $t°$, С		Тепловой поток, 10^6 *ккал/сек*	Отношение нормальной площади к термальной	Объем магмы, обеспечивающий температурные условия, $км^3$ при длительности существования систем в 100 тыс. лет
	поверхность	скважина			
Стимбот, Невада	Кипение	172	7	120	47
Иеллоустонский парк Бассейн Норрис	Кипение	205	8	220	53
Верхний бассейн	Кипение	180	90	750	600
Маммон	75		34	350	230
Вайракей, Новая Зеландия	Кипение	270	110	610	750
Фрайинг-Пен	55		23	1900	150

на Камчатке, являющиеся приповерхностными образованиями, приурочены к вулканитам над интрузивами, являвшимися вулканическими очагами. Примеры непосредственного перехода раскристаллизованных пород интрузивного облика разного состава в эффузивы наблюдались также автором, К. Паффенгольцем и Т. Татевосяном и О. Елисеевой (1960) на Малом Кавказе, Е. Устиевым в Охотско-Камчатском вулканическом поясе, М. Фаворской на руднике Эсмеральда в Мексике, Л. Клариондом (Clariond, 1935) в Марокко и многими другими. В этих случаях формирование вулканогенных комплексов протекало в условиях непосредственного вывода на поверхность магм глубинного очага.

Проявления вулканизма по составу вулканических продуктов и форме проявления были различными: трещинными и центральными, с выбросами раскаленных туч и экплозиями, эффузиями, экструзиями и интрузиями, сопровождавшимися эксгаляционной и гидротермальной деятельностью или не сопровождавшимися ею. Соответственно формировавшиеся при этом магматические комплексы имеют сравнительно простой петрографический состав и по существу являются монофациальными. Главная особенность их заключается в непосредственных переходах пород гипабиссального облика в эффузивы и другие вулканиты. Другой особенностью подобного рода комплексов является широкое развитие в них трубок взрыва и игнимбритов.

Такие комплексы встречаются в посторогенных зонах и в крупных вулканических поясах, например, в Охотско-Камчатском поясе, где они описаны Е. Устиевым, И. Сперанской и др.; здесь с ними связано, в частности, ртутное оруденение (Бабкин, 1961). Более широко распространены они в Австралии, где в связанных с ними трубках взрыва наблюдается оловянное или вольфрамовое оруденение (Broadhurst, 1953; Mason, 1953). Вероятно, примеры таких комплексов более многочисленны.

Другой тип вулканогенных комплексов формировался в условиях, где питающие магматические очаги, превратившиеся в дальнейшем в интрузивы, располагались на сравнительно небольшой глубине порядка нескольких километров. Предпосылкой для возникновения таких комплексов были не только магматические, но и структурно-тектонические условия верхних надочаговых толщ.

В этих случаях пространственная связь материнского интрузива и комагматических вулканитов не является столь непосредственной, но

хорошо доказывается методами петрохимического, минералогического и геохимического анализов (Фаворская, 1965). В ряде случаев эта связь вследствие недостаточного эрозионного среза остается скрытой, и тогда мы имеем дело только с верхней частью комплекса, представленного вулканическими, или, чаще, вулканическими и субвулканическими образованиями. Примером таких комплексов могут служить Кафанский и Шамлугский на Малом Кавказе, Закарпатский в СССР и Трансильванский в Румынии (Ghitulescu, Socolescu, 1935), ряд комплексов в Средней Азии, в Приморье и многие другие. В этих комплексах преобладающее значение обычно имеют вулканиты, а интрузивы присутствуют в подчиненном количестве. Такие комплексы встречаются в геосинклинальных, посторогенных и активизированных зонах.

Для посторогенных и отчасти активизированных зон особенно характерны комплексы, связанные с сиалическими очагами, различными по глубине заложения. В зависимости от тектонической и структурной обстановки магмы по пути к поверхности при формировании одних и тех же комплексов могут подниматься многократно, достигая или не достигая поверхности земли. Широко распространены комплексы, представленные изливавшимися вначале эффузивами и пирокластами, а затем экструзивами и субвулканическими интрузивами. Встречаются комплексы, в которых на поздних стадиях их формирования принимают участие комагматические, обычно малые гипабиссальные интрузивы, чем они начинают походить на следующий, третий тип рудоносных вулканогенных комплексов. Реже встречаются комплексы с чередованием вулканических и интрузивных субвулканических фаз, причем субвулканические интрузивы иногда сопровождаются своей дайковой фацией (Берман, Аргентов, 1965).

Значительное распространение в разных структурных зонах имеют рудоносные комплексы третьего типа, которые формировались из относительно глубоко располагавшихся магматических очагов. Они более растянуты по вертикали и по времени формирования, часто представлены дифференцированными породами разного состава от основных до кислых и щелочных, но нередко выражены только гранитоидами или субщелочными, также дифференцированными породами, причем в количественном отношении часто преобладают экструзивы и интрузивы, а вулканиты имеют подчиненное значение. Особенностями этих комплексов являются их обычная приуроченность к структурам центрального типа и многофазность формирования. В большинстве случаев поздние фазы представлены кислыми или щелочными интрузивами гипабиссального облика, внедрившимися в жерла древних вулканов или по сопровождающим их кольцевым и линейным разломам. Примерами таких комплексов могут служить Актюзский в Средней Азии, Памбакский щелочной на Кавказе, Алданские, ряд комплексов Центрального и Южного Казахстана, Забайкалья и др. Обоснование выделения и описание таких комплексов можно найти в работе Ю. Кузнецова (1964) и др.

К третьему типу комплексов относятся субинтрузивные образования, сопровождающиеся только эруптивными брекчиями и трубками взрыва. Подобные комплексы вовсе лишены вулканитов и, по-видимому, отражают лишь фреатические явления.

Таким образом, различные формы развития вулканизма в зависимости от характера магмопроводящих разломов, глубины образования вулканических очагов и их соотношения с вулканитами приводят к формированию следующих основных типов рудоносных комплексов (рис. 215).

1. Интрузивно-вулканических, где гипабиссальные интрузивы и вулканиты непосредственно переходят друг в друга вблизи от существовавшей при их формировании поверхности.

2. Субвулканических, пространственно по вертикали разобщенных от своих вулканических очагов, превратившихся в глубинные интрузивы, соединяющихся с ними только каналами и представленных вулканитами и жерловой фацией с типичными субвулканическими интрузивами в виде малых тел, корневых и трещинных даек.

3. Вулканогенно-интрузивных, представляющих собой последовательно сформированные вулканиты и вторгнутые в их толщу порфировые или гипабиссальные интрузии; к ним примыкают субинтрузивные образования, являющиеся близповерхностными гипабиссальными интрузивами, сопровождавшимися трубками взрыва и эруптивными брекчиями, часто не достигавшими поверхности.

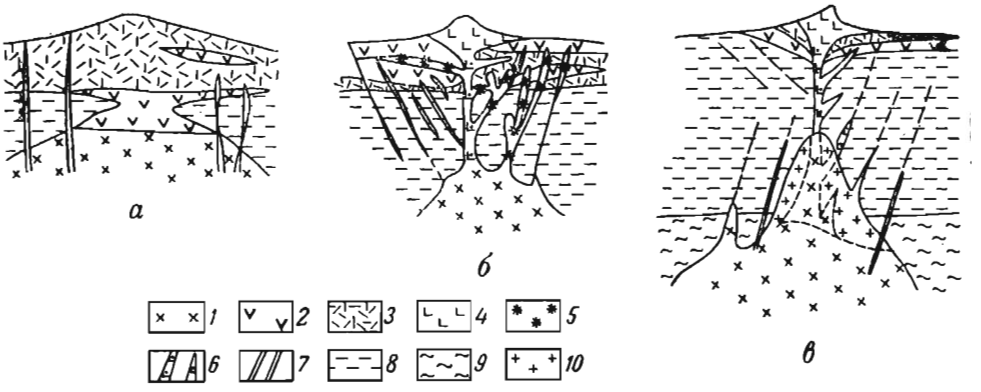


Рис. 215. Главные типы рудоносных вулканогенных комплексов посторогенных и активизированных зон

а — интрузивно-вулканогенный; *б* — субвулканический; *в* — вулканогенно-интрузивный (вулкано-плутонический). *1* — интрузив, являвшийся вулканическим очагом; *2* — эффузивы близкого состава; *3* — лавобрекчии, игнимбриты, туфы; *4* — экструзивы; *5* — субвулканические интрузивы и силлы; *6* — жерловая фация; *7* — дайки; *8* — осадочные породы верхнего структурного этажа; *9* — метаморфические породы нижнего структурного этажа; *10* — интрузивы

Структурные условия формирования субвулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов

Благодаря накоплению в магматическом расплаве летучих, развивается высокое давление, нарастающее до момента преодоления внешнего сопротивления, в результате чего в той или иной форме и наступает вулканический пароксизм. Преодоление сопротивления внешней среды обычно происходит в определенных участках магмоконтролирующих разломов — в местах их пересечения, сочленения, изгиба или в линейных участках их ослабления. Об этом можно судить по размещению древних и современных вулканов в различных структурах земной коры.

Выделяются два основных типа структур в надочаговом ярусе: 1) линейные, выраженные как ранними довулканическими главными и сопряженными с ними разломами, так и более поздними интравулканическими нарушениями; 2) структуры центрального типа, формирование которых связано с центрами проявления вулканизма. Соответственно различаются: 1) трещинные магматические образования линейного типа, более характерные для платформенных условий и выраженные дайками и связанными с ними покровами; 2) комплексы центрального типа, представленные экструзивами, субвулканическими и гипабиссальными интрузивами, имеющими характер некков, штоков, хонолитов, лакколитов, силлов, кольцевых и конических интрузивов, а также даек, принадлежащих нередко к нескольким поколениям. По всем этим магматическим образованиям развиваются более поздние нарушения,

которые, как и более ранние, используются постмагматическими минерализованными растворами.

Входящие в состав выделенных комплексов интрузивы, некки, кольцевые и конические тела, дайки иногда представлены образованиями разных порядков: первого главного и подчиненными ему телами второго порядка — сопряженными некками и экструзивами и развивающимися в связи с ними нарушениями. Таковы, например, некоторые комплексы Южного Казахстана, Югославии (Майданский комплекс, Schumacher, 1951), США (комплекс рудного поля Крипль-Крик) и др.

При формировании субвулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов можно выделить три больших этапа.

1. Предвулканический, обусловливающий проявление тепловых потоков, появление магматических расплавов и создание структурных условий для возникновения вулканизма (разломы и участки их проницаемости).

2. Собственно вулканический, или вулканогенно-интрузивный, когда развитие структуры в надочаговом этаже приводит к периодическому подъему к поверхности земли последовательных порций магматического материала.

3. Поствулканический, когда в связи с остыванием верхнего вулканического и глубинных очагов происходит длительное и интенсивное выделение летучих, метаморфизм и минерализация. Последние в некоторых случаях начинают развиваться еще до полного завершения вулканического этапа, на что указывает нахождение в вулканических брекчиях обломков гидротермально измененных пород и рудных включений.

При большом разнообразии условий формирования комплексов можно отметить следующие их особенности.

1. Последовательность формирования вулканитов и интрузивов бывает различной, хотя чаще наблюдается смена во времени вулканитов (эффузивов, пирокластических продуктов и т. п.) субвулканическими и гипабиссальными интрузиями. При глубоких эрозионных срезах иногда на современную поверхность выводятся и более ранние предвулканические интрузивы, являвшиеся очагами вулканических и других магматических образований.

2. В связи с общим охлаждением системы при формировании комплексов и развитием трещин, поздние магматические проявления обычно представлены дайками. Последние иногда развивались поколениями и в промежутках между крупными проявлениями магматической активности, завершая собой крупные вулканические фазы (Кызыл-Таштык в Туве, Кафан на Малом Кавказе и др.).

3. Наиболее поздние основные дайки происходят, вероятно, из более глубоких частей очага или более глубоких взаимосвязанных очагов, остывавших позднее после глубокого продвинувшегося охлаждения данной магматической системы и развития поздних разломов; распространение таких даек нередко выходит за пределы центральных частей сложных вулканогенно-интрузивных комплексов.

4. Чем больше проявлена дифференцированность комплекса (до кислых или щелочных пород), тем интенсивнее проявляются постмагматические процессы (Фаворская, 1965; Котляр, 1960 и др.).

5. В развитии разрывных структур отмечается отчетливая вертикальная зональность, влиявшая на образование магматических тел и оруденение; вулканические жерла на глубине нередко сменяются крупными дайками тех же пород, а прожилковые и штокверковые зоны минерализации превращаются в отдельные жилы (Н. Лаверов, Л. Хорошилов и др.).

6. Рудная минерализация, как правило, завершает процесс формирования вулканогенных комплексов. Однако в ряде случаев поздние и более глубинные основные, а иногда и кислые дайки запаздывают

внедрением, пересекают уже сформированные рудные тела и сопровождаются более слабой минерализацией (оловорудные районы Приморья, Кафан в Армении и др.).

О соотношении вулканогенных комплексов с малыми интрузивами

Интрузивы в том или ином виде входят в состав любых вулканогенных[1] комплексов. Можно различать интрузивы, являющиеся до застывания очагом и источником материала комплексов, и интрузивы производные — интра- и поствулканические. Последние, как правило, представлены малыми телами и дайками. Они весьма близко напоминают типичные малые интрузивы и во многих случаях рассматриваются как таковые. Однако они принципиально отличаются от типичных малых интрузивов тем, что не являются самостоятельными. Наоборот, пространственные, временные, петрохимические, геохимические, генетические и фациальные связи их с вулканитами не оставляют никаких сомнений в том, что они входят в состав соответствующих вулканогенно-интрузивных комплексов.

Более сложными являются случаи глубоких эрозионных срезов таких комплексов, когда вулканиты полностью уничтожаются эрозией и некки ничем не отличаются от малых интрузивов. Однако и в этом случае рассмотрение подобных образований в региональном плане приводит к однозначному решению вопроса об их принадлежности к вулканогенным комплексам. Таковы, в частности, вулканогенно-интрузивные комплексы герцинского времени, изученные Т. Додоновой в Северном Тянь-Шане, миоценовые комплексы района Сильвертон в США (Luedke, Burbank, 1960) и другие.

Обстановка усложняется, когда интрузивы несколько обособлены и сопровождаются диабазовыми и другими основными дайками, что, например, имеет место в Северном и Южном Казахстане. В этих случаях решению вопроса помогает изучение длительности постмагматического процесса и его этапов, а также явлений реювенации и, в связи с ней, явлений регенерации оруденения.

Рассмотрение проблемы длительности эндогенных процессов (Котляр, 1964) привело к оценке времени формирования интрузивных и вулканогенно-интрузивных комплексов от 30 млн. лет для глубинных и более древних и до 3—4 млн. лет — для более юных их представителей.

Как показывает детальное изучение даек, соотношения их с рудной минерализацией различны. В субвулканических комплексах эвгеосинклиналей они явно входят в их состав, завершая их формирование, о чем говорит, в частности, их тесная пространственная связь. Они обычно являются пострудными, хотя в результате явлений слабой реювенации и обусловленным этим переотложением рудных веществ иногда и сопровождаются слабой минерализацией.

В интрузивно-вулканических комплексах поздне- и посторогенных зон основные дайки также входят в их состав, но оказываются преимущественно дорудными.

В вулканогенно-интрузивных комплексах активизированных зон дайки основных и кислых пород в ряде случаев принадлежат к нескольким поколениям, следующим за наиболее крупными проявлениями вулканической активности и завершающим их формирование.

В связи с общим охлаждением системы и нисходящим развитием подочаговой структуры магмоконтролирующих разломов такие дайки,

---

[1] Здесь и ниже под вулканогенными понимаются все типы комплексов: интрузивно-вулканические, вулканические, субвулканические, вулканогенно-интрузивные и другие, где в том или ином виде были проявлены процессы вулканизма.

черпающие материал из более глубоких частей системы, иногда распространяются за пределы консолидированных вулканических очагов и во времени оказываются более или менее оторванными, иногда на целую геологическую эпоху. В этом случае они являются самостоятельными по отношению к вулканогенно-интрузивному комплексу, хотя преемственно они связаны общим процессом отмирания более глубоких частей очага или промежуточных очагов при постмагматическом развитии разломной тектоники. Такими представляются дайковые пояса, описанные М. Бородаевской и Н. Бородаевским на Урале и Алдане, Л. Варданянцем на Большом Кавказе, С. Шером в Баргузине, рядом канадских исследователей в Канаде и др.

Совершенно ясно, что и источники рудоносных растворов в этих случаях располагаются значительно глубже, чем периферические вулканические очаги и могут рассматриваться или как вполне самостоятельные, или как усложнявшие предшествующий поствулканический процесс.

Структурные условия вулканогенного рудообразования

Выше рассматривались особенности восходящего развития структур, обусловливающих формирование различных типов вулканогенных комплексов и последующего их развития в связи с общим охлаждением и отмиранием магматической системы. Подчеркнута была преемственность тектонического развития, наследующего древние структуры, но осложняющегося новыми тектоно-магматическими импульсами и образованием специфических структур.

В ходе этого развития можно отметить свои закономерности, существенно отличающиеся от привычных схем развития линейных тектонических нарушений проявлением объемных деформаций, связанных не только с тектоническими фронтальными напряжениями, но и с фокусированными усилиями.

Этим вопросам посвящены работы В. Невского, Н. Лаверова, Б. Рыбалова, Л. Хорошилова и др. Из зарубежных исследователей этой проблемы касались Г. Маккинстри, В. Перри и особенно Э. Уиссер (Wisser, 1951, 1960).

В создании структурных условий для локализации вулканогенного гидротермального оруденения имеют значение два типа напряжений: напряжения, обусловливающие подъем магм из верхних очагов и прорыв их к поверхности и использующие ранние деформации в верхних зонах земной коры; напряжения, обусловленные силами тяжести, проявляющиеся в связи с нарушением структурного равновесия в надочаговом ярусе.

Первый тип напряжений может достигать своего максимума постепенно, хотя и с различной скоростью, и реализоваться в виде тех или иных нарушений как в продолжительные, так и в весьма короткие интервалы времени, т. е., по сравнению с длительностью геологических процессов, мгновенно. Второй тип напряжений и деформаций находится в некоторой зависимости от напряжений первого типа.

Куполовидные структуры, к которым весьма часто приурочены рассматриваемые месторождения, возникают в послескладчатых субплатформенных, активизированных и вообще мало деформированных зонах, поэтому можно предполагать, что они развиваются в результате не общих складчатых, а локальных фокусированных напряжений. Важная роль в их возникновении принадлежит давлению летучих, особенно воды, поскольку огромное количество рассматриваемых месторождений приурочено к жерлам древних вулканов. Вероятно, разрешение возникавших напряжений происходило во многих случаях не длительно, а кратковременно. Об этом можно судить по структурам, возникающим

в современных вулканических областях, поразительно близким структурам древних вулканогенных месторождений, а также по структурам, моделирующимся при массовых подземных взрывах при горных работах, которые автору не раз приходилось наблюдать.

В связи с этим широко распространенный тип структур рассматриваемых вулканогенных гидротермальных месторождений — это структуры центрального типа, развивающиеся на блоковых нарушениях, наследующих крупные региональные разломы. Для структур центрального типа характерны серии конических и кольцевых разломов, а также радиальных трещин. Нередко фокусированные напряжения разрешаются по древним нарушениям, приводя к образованию так называемых эксплозивных даек, выполняющихся вулканическими брекчиями.

Широко развиты структуры кальдер. Различаются кальдеры первого и второго порядка. П. Яковлев по особенностям их формирования выделяет (рис. 216) эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений (Крипль-Крик в США), кальдеры с опущенным центральным цилиндрическим блоком, кальдеры комбинированные (эксплозивные и с опущенным центральным блоком).

Особенностью возникающих при этом структур является также раздробление жестких блоков под влиянием эксплозий с образованием в верхних их частях густой, часто незакономерной сети трещин, выполнение которых продуктами гидротермальных растворов приводит к образованию штокверков, столь характерных для рассматриваемых месторождений.

Изучение трещиноватости этого типа привело к установлению горизонтальной и вертикальной структурной зональности. Горизонтальная зональность вокруг вулканических центров или трубок взрыва, выражающаяся в постепенном переходе дробленых участков сначала в интенсивно трещиноватые породы, а затем в породы со средней и слабой трещиноватостью, была установлена в месторождениях Малого Хингана на Дальнем Востоке (Ициксон и др., 1959), в месторождениях Коппер-Бейсин в США (В. Джонстон, Д. Лоуэл), и многих других месторождениях рассматриваемого типа. Не менее важно установление и вертикальной зональности, выражающейся в постепенной смене интенсивной мелкой трещиноватости крупными трещинами и жилами, заметной уже на первых сотнях метров, например, в Актюзе, Кургане в Киргизии и др. (Невский, 1960). Переход такой мелкой трещиноватости в более крупные и редкие нарушения устанавливается также на целом ряде урановых месторождений. Нередко в верхних частях таких систем образуются брекчии обрушения, которым многие американские исследователи придают главное значение (В. Перри, Э. Уиссер и др.). Вместе с тем важное значение в локализации руд во многих случаях приобретают также эксплозивные и эруптивные брекчии, минерализация которых в силу их высокой проницаемости приводит к образованию крупных трубообразных рудных тел. Протяжение таких тел на глубину различно, но иногда достигает 700 *м* и более (Карамазар в Средней Азии, Кактус в США и др.).

Следует указать еще на одну широко распространенную особенность структур месторождений рассматриваемого типа — на возрождение нарушений в виде мелкой ориентированной трещиноватости по зонам древних разломов, выполненных или перекрытых магматическими породами. Некоторые из таких нарушений локализуются только в пределах жестких пород жерловин или во внежерловых структурах (рис. 217, 218), но нередко они выходят за их пределы на несколько километров. По таким оживленным древним разломам и оперяющим их структурам развиваются как поздние дайки, так и рудная минерализация. Примером таких месторождений могут служить молибденовое Шахтаминское и золоторудное Ключевское месторождения в Забай-

калье, где линейные жильные системы отражают древние разломы, контролирующие трубки взрыва, мышьяково-золоторудное месторождение Дарасун в той же провинции, где, по Д. Тимофеевскому, в рудных

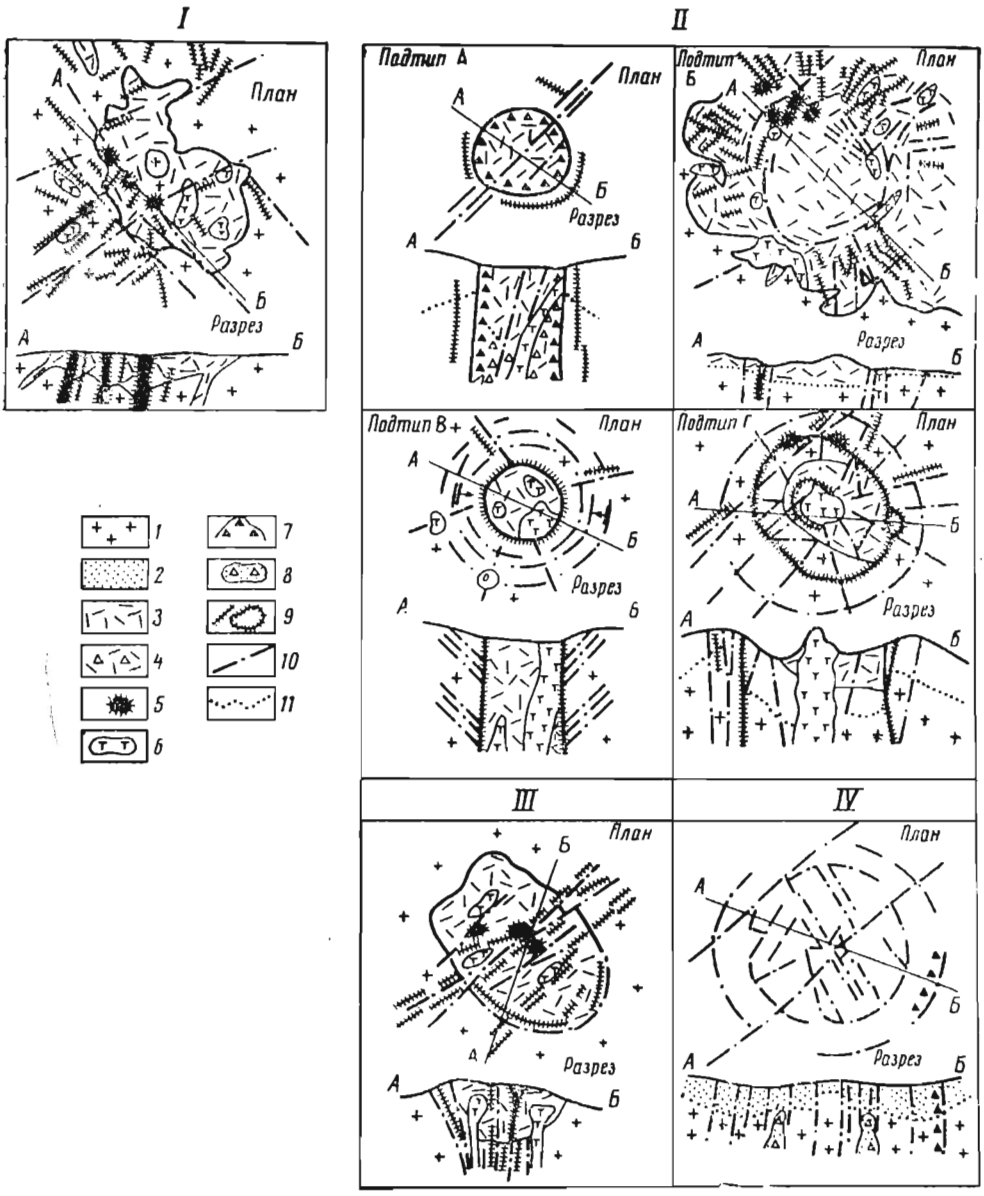


Рис. 216. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. Составил П. Яковлев

I — эксплозивные кальдеры; *II* — кальдеры с опущенным цилиндрическим блоком; *III* — комбинированные кальдеры (эксплозии и опущенный центральный блок); *IV* — скрытовулканические структуры.

1 — нижний структурный этаж; *2* — осадочные и эффузивно-осадочные породы; *3* — вулканические породы покровной (с редкими горизонтами осадочных пород) и жерловой фаций; *4* — лавобрекчии жерловой фации; *5* — вулканические жерла; *6* — кольцевые лавобрекчии; *7* — экструзивные и субвулканические тела; *8* — трубки взрыва; *9* — дайки линейные и кольцевые; *10* — разрывные нарушения; *11* — маркирующие горизонты

жилах наблюдается отчетливая зональность по отношению к эруптивному центру, а также Кафанское медно-полиметаллическое месторождение Армении, где также отмечаются элементы подобной горизонтальной зональности.

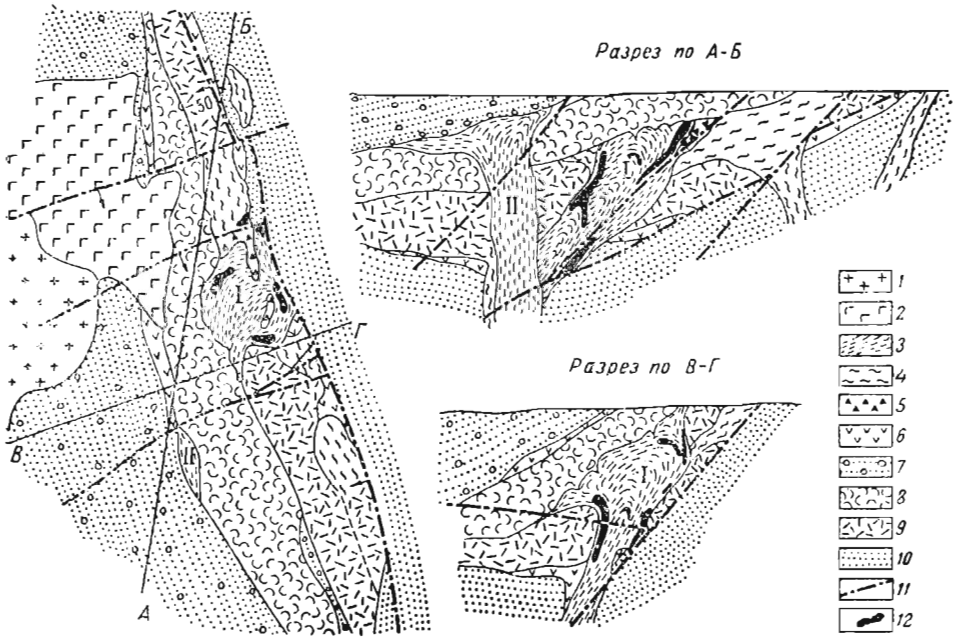


Рис. 217. План и разрезы молибденового месторождения, связанного с экструзивами. *По И. Баюшкину*

1 — граниты; *2* — габбро; *3* — фельзиты и фельзит-порфиры; *4* — экструзивные брекчии; *5* — эруптивные брекчии; *6* — андезитовые порфириты; *7* — красноцветные песчаники верхней толщи; *8* — эффузивные фельзиты и слоистые туфобрекчии средней толщи; *9* — эффузивные дациты и их туфы средней толщи; *10* — красноцветные туфопесчаники нижней толщи; *11* — разрывные нарушения; *12* — рудные тела; I и II — экструзивы

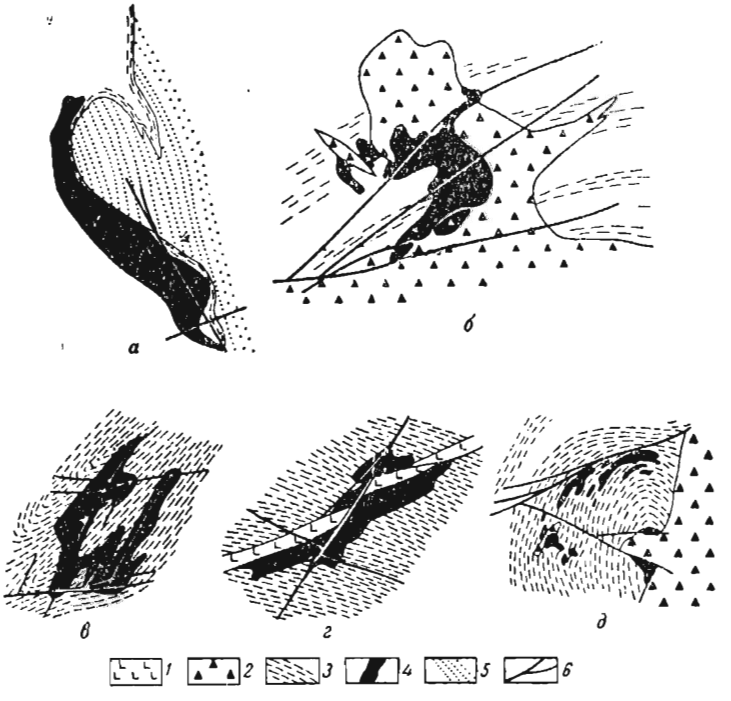


Рис. 218. Детали рудоносных структур молибденового месторождения, связанного с экструзивами. *По И. Баюшкину*

а и *б* — структуры контактов; *в*, *г*, *д* — структуры разрывных нарушений. *1* — микродиориты; *2* — эруптивные брекчии; *3* — фельзиты и их флюидальность; *4* — рудные скопления; *5* — туфопесчаники; *6* — разрывные нарушения

Важной особенностью развития структуры в надочаговом ярусе является внедрение поздних интрузий в вулканические жерла и сопровождающие их нарушения. Образующиеся в результате этого субвулканические и гипабиссальные интрузивы, завершающие собой формирование вулканогенных комплексов, застывали неглубоко от поверхности в условиях резкого падения температуры. В связи с этим в апикальных частях происходило образование контракционных и иных тре-

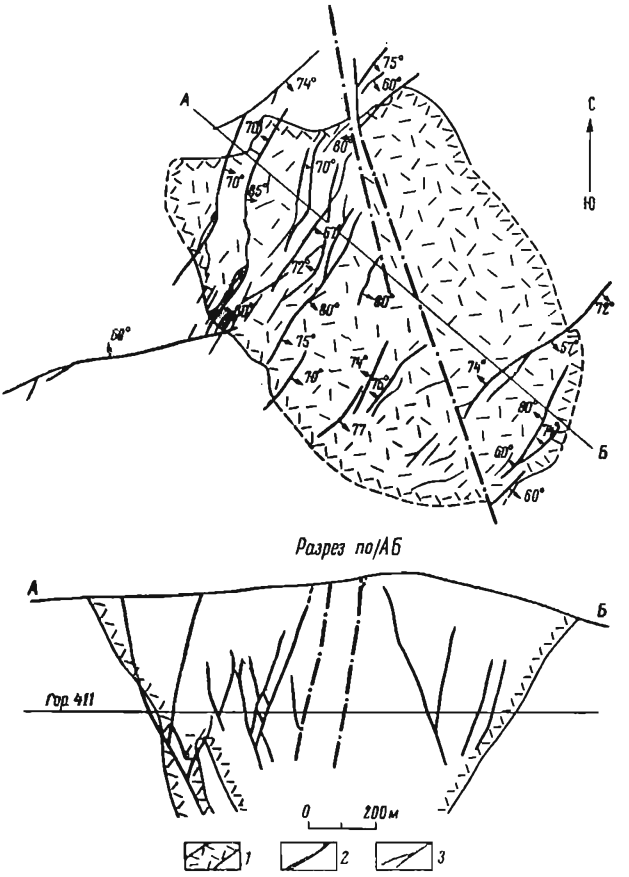


Рис. 219. План и разрез системы жил Ллалагуа, Боливия. *По Ф. Турнеауэру*

1 — кварцевые порфиры; *2* — главные жилы; *3* — второстепенные жилы

щин (рис. 219), сеть которых с глубиной опять становится менее интенсивной, а на глубине часто затухает совсем.

Различные сочетания указанных факторов приводят к большому разнообразию структур вулканогенных гидротермальных месторождений. Однако во многих месторождениях можно наметить три этапа в развитии структуры рудных районов и полей: 1) довулканический этап формирования вулканоконтролирующих разломов; 2) этап формирования вулканогенных комплексов и связанных с ними вулканических структур; 3) этап формирования наложенных на магматические образования трещинных и разломных структур, часто наследующих ранние контролирующие разломы.

Рудная минерализация обычно протекает после третьего этапа развития структур, иногда захватывая конечные стадии второго этапа, и, как правило, завершает формирование вулканогенных или вулканогенно-интрузивных комплексов. Процесс минерализации развивается на

ного растворять летучие, становится все меньше, в связи с чем давление пара будет нарастать и может превзойти внешнее давление. В этих условиях при изобарическом охлаждении будет иметь место ретроградное кипение, которое будет продолжаться до израсходования жидкости. Поскольку изобарическое ретроградное кипение является инвариантным процессом, газовая фаза при охлаждении стремится удалиться из системы тем более бурно, чем быстрее идет охлаждение. О. Таттл на основании экспериментов считает, что при низком давлении и обогащении расплава щелочными силикатами можно ожидать непрерывную растворимость воды в расплаве. Экспериментальные данные, имеющиеся по растворимости летучих в расплавах, показывают, что понижение температуры повышает растворимость летучих, а уменьшение давления приводит к ее понижению. Эти данные свидетельствуют также о том, что растворимость летучих больше зависит от изменения давления, чем от изменения температуры.

Общие положения физической химии охлаждения силикатных расплавов разработаны, исходя из предположения об изменении давления, характеризующие кристаллизацию ненарушаемой неподвижной магмы, зависящую лишь от охлаждения (Г. Мори, Р. Горансон и др.). Изменение давления может иметь, однако, более сложный характер. Если происходит поступление новой порции магматического материала с глубины в верхний очаг, или если имеет место глубинная ассимиляция карбонатных пород или возникновение надочаговых разломов, давление, развивающееся в общем случае на завершающей стадии кристаллизации магмы в очаге, может еще ранее достигнуть величины, превышающей внешнее давление. Таким образом, выделение в этих условиях летучих может быть, во-первых, многократным, и, во-вторых, вследствие различия скоростей охлаждения и различных обстановок разновременным для различных частей системы.

Различные варианты проявления постмагматических процессов А. Ритман поясняет диаграммой состояния оливин-базальтового материала (рис. 221). На этой диаграмме показаны также логарифмы вычисленной вязкости при различных P—T условиях. При понижении давления вследствие возникновения разломов, глубинная магма, по А. Ритману, может превращаться в весьма жидкую «пиромагму», легко проникающую в трещины, что находит подтверждение в многочисленных, хорошо изученных примерах древних вулканов.

Проведенные в последнее время Н. Хитаровым, А. Кадиком, Е. Лебедевым, К. Бернхемом и другими учеными экспериментальные работы по изучению растворимости воды в гранитном расплаве и отделении ее при различных давлениях, освещают весьма важные различия для глубинных плутонических и неглубинных вулканических условий.

Основываясь на построенной А. Кадиком, Е. Лебедевым и Н. Хитаровым псевдобинарной диаграмме гранит — вода, показывающей наличие двух экстремумов растворимости в зависимости от соотношения $(Na_2O — Al_2O_3) : NaO_2$, они пришли к заключению, что отделение растворов от глубоких и неглубоких очагов принципиально различно. В первом случае при остывании глубоких очагов отделение растворов может происходить при любой температуре. Во втором — отделение будет происходить при высоких температурах до кристаллизации магмы и при низких температурах после эвтектической кристаллизации, т. е. может происходить в два этапа с перерывом, отвечающим достижению экстремума (рис. 222).

Кроме того, приведенные А. Кадиком термодинамические расчеты показали, что наличие экстремума на изобарах растворимости говорит о различной энергетике дифференциации магм в близповерхностных и

фоне продолжавшихся движений отдельных тектонических блоков и магмы и протекает в несколько приемов, сближенных по времени для субвулканических условий.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Вулканические явления обычно возникают в контрастных областях с бо́льшими градиентами вертикальных движений земной коры, чем эти области и отличаются от других, характеризующихся средним гидростатическим распределением давлений. В связи с этим были высказаны предположения о вероятном существовании глубинных очагов сверхвысоких давлений, связанных с образованием и концентрацией летучих (В. Соболев). Действительно, вследствие закупорки пор в породах уже на глубинах более 4—5 *км* повышение температуры и превращение воды в газ приводит к увеличению давления, которое может превзойти гидростатическое давление пород.

Н. Хитаров, рассмотревший взаимосвязь между давлением, температурой и удельным объемом воды (рис. 220), показал, что при глубине 1100 *м*, удельном объеме 2,8 *см*³/*г*, температуре 400° С и соответствующем давлении в 300 *атм* перегрев до 700° приводит уже к давлению 1300 *атм*, т. е. создается дополнительное давление воды в 1000 *атм* (Хитаров, 1958).

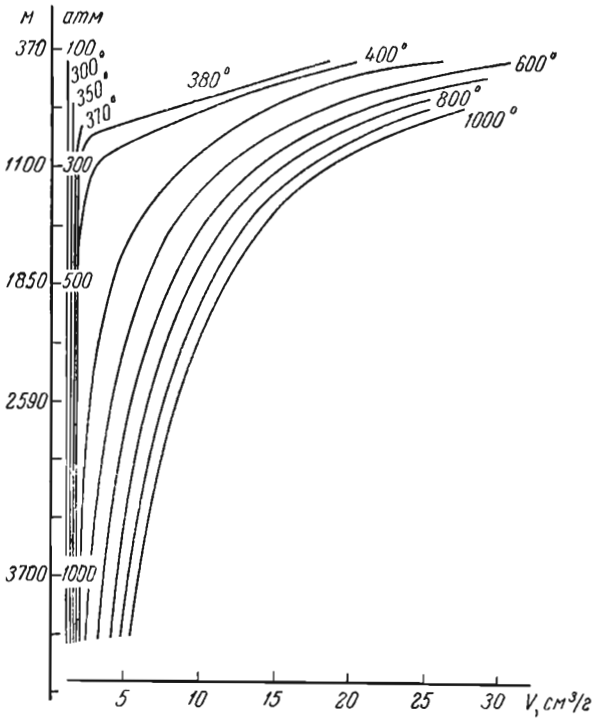


Рис. 220. Диаграмма взаимосвязи давления, температуры и удельного объема в координатах глубина — удельный объем. *По Н. Хитарову*

Высокое давление, превышающее сопротивление покрывающих пород, может быть обусловлено и парциальным давлением углекислого газа при разложении карбонатных пород. При внедрении кислой магмы, содержащей свободный кремнезем, по А. Даниэльсону, может развиваться парциальное давление углекислого газа в результате реакции $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$, достигающее 2600 *бар* при температуре 700° С.

Исходя из фактов обусловленности вулканизма глубинно-магматическими процессами, попытаемся рассмотреть особенности постмагматического рудообразования в условиях формирования вулканогенных комплексов.

О влиянии летучих на изменение давления и возникновение вулканических процессов на разных глубинах

Несмотря на некоторое различие представлений отдельных исследователей, общий ход постмагматического процесса можно себе представить следующим образом: по мере кристаллизации расплава, способ-

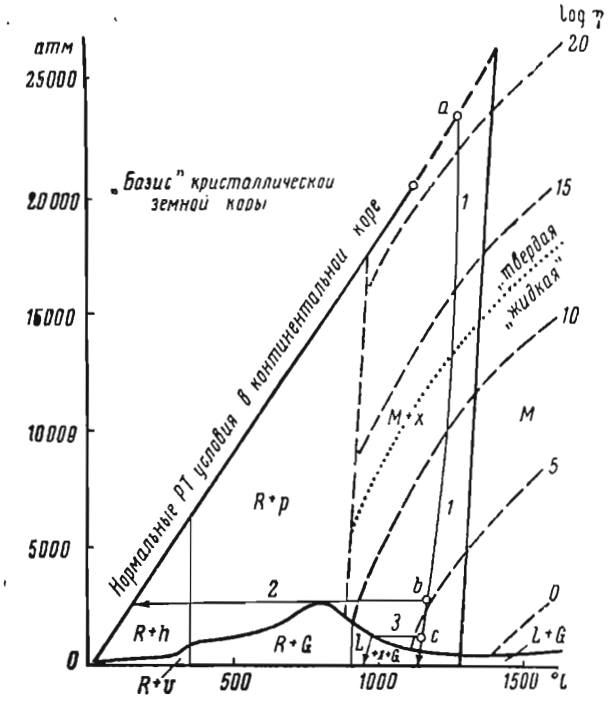


Рис. 221. Диаграмма *PT* состояния оливин-базальтовой магмы. *По А. Ритману*

M — расплав; *x* — вкрапленники; *R* — кристаллическая порода; *L* — лава; *G* — газ; *p* — пневматолитовые растворы; *h* — гидротермальные растворы; *v* — водяной пар. В полях магмы (*M* и *M*+*x*) показаны пунктирные кривые, приблизительно отвечающие логарифмам вязкости η; твердая и жидкая фазы определяются по сейсмическим данным

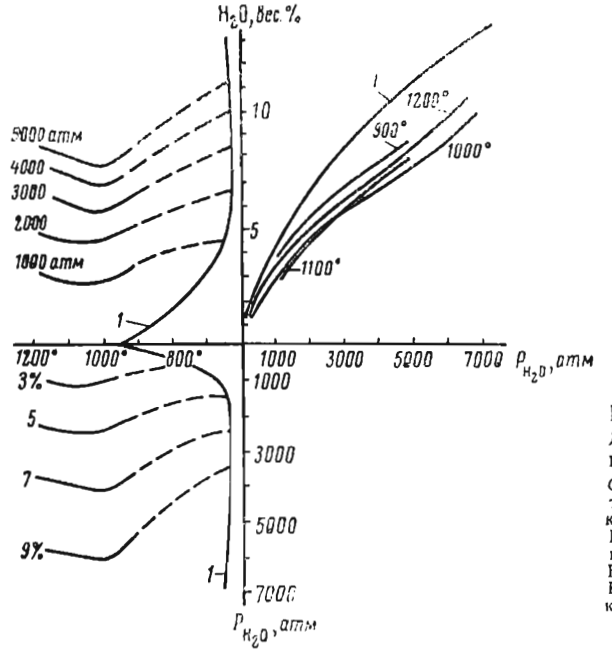


Рис. 222. Псевдобинарная диаграмма системы гранит — вода. По А. Кадику

Сплошные кривые — экспериментальные данные, пунктирные кривые — данные экстраполяции. Кривая эвтектического плавления (*1*) построена по данным Н. Хитарова, Е. Лебедева, К. Бернхема и Джонсона. Точки — экспериментальные данные этих авторов

глубинных условиях, в первом случае — с выделением тепла, а во втором — с его поглощением.

Следовательно, можно наметить следующие основные направления развития постмагматических процессов.

1. При охлаждении магмы на значительных глубинах и малой проницаемости среды в условиях преобладающего над упругостью пара внешнего давления магма находится в равновесии с газовой фазой; ретроградное образование пара не сопровождается кипением, и газовая фаза не удаляется из системы. Магма, кристаллизуясь, обогащается летучими и непрерывно переходит в остаточные растворы, которые характерны для условий плутоногенного процесса. В дальнейшем эти межгранулярные гидротермальные растворы покидают охлажденный очаг в связи с образованием трещин. В этом случае вулканические явления не развиваются, и данный вариант к разбираемым процессам отношения не имеет.

2. При охлаждении магмы на значительных глубинах, при проницаемой кровле очага в отдельных участках, в условиях периодически возникающего высокого (в результате ретроградного кипения) внутреннего давления, но еще недостаточного для преодоления прочности всей кровли, интрузивные процессы осложняются явлениями газовых прорывов, приводящих к образованию трубок взрыва — слепых или достигающих поверхности; при этом образуются эруптивные брекчии, но выбросов вулканического материала и излияния лав не происходит.

3. При охлаждении магмы на разных глубинах, в условиях резкого падения давления в связи с движениями блоков по магмопроводящему разлому и его открытием до поверхности, происходит быстрый подъем магм и выделение газовой фазы либо на всем протяжении канала, либо в верхней его части в зависимости от состава магмы и содержания в ней летучих. Этот случай характерен для вулканизма с излиянием основных, средних, кислых и щелочных магм и с так или иначе выраженными явлениями их дифференциации в условиях подвижных и активизированных зон.

4. При достижении внедряющимися магмами малых глубин и внезапным понижением в связи с этим внешнего давления происходит образование пенистой магмы, выделение большей части газов и излияние дегазированных лав. Последний случай особенно типичен для посторогенных и, отчасти, активизированных зон. При этом следует различать случаи развития эксплозивных явлений и образования экструзивов и случаи достижения интрудирующими магмами поверхности земли с образованием игнимбритов. Как мы увидим дальше, при этом возникают свои особенности в течении постмагматических процессов.

Последовательность выделения летучих из магмы

Т. Ловеринг пришел к выводу о том, что среди летучих из магмы вначале выделяются более труднорастворимые CO_2 и H_2S, а затем легкорастворимые хлориды и фториды. Пары магматической воды выделяются вместе с другими летучими, но максимальное их количество, по его мнению, падает на период времени смены выделения серы галогенными газами. К такому же выводу пришел и К. Краускопф, а Л. Башарина (1961) привела данные по вулкану Шевелуч, подтверждающие этот вывод. С. Набоко (1963) на материале вулканов Камчатки считает эту схему справедливой только для пароксизмальных стадий, а для более поздней стадии остывания лавовых масс последовательность выделения летучих соответствует схеме Сен Клер Девиля, согласно которой при высоких температурах газы состоят из перегретого пара воды, H_2, CO, NH_3, F_2, Cl, при менее высоких — из водяного пара, HCl,

H_2SO_4, фторидов Fe и Cu, при низких — из водяного пара, H_2S и при самых низких — из водяного пара и CO_2.

С. Набоко приводит данные о выносе вместе с газами породообразующих и рудных компонентов. С галоидными газами выносятся кремний в виде SiF_4, который затем гидролизуется до кремнефтористой кислоты, Al, K, Ca, Mg, а также Cu (интенсивно), Li, Be, Se, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Pb, Cd, Tl. С сернистыми газами — Na, K, V, а также другие металлы. В перегретых парах воды переносится Si, а также As, Pb, Cu, Ag, Co, Ni, Mo, Bi, Tl, V, Li, Sc. Летучие по тем же данным дистиллируют в виде кислот, а не солей, причем первые высокотемпературные эксгаляции всегда отличаются повышенным содержанием металлов.

Таким образом, имеющиеся данные приводят к выводу о том, что в выделении летучих имеются закономерности как общего характера, проявляющиеся в течение периодов магматической активности, так и локального характера, обусловленного составом магм и структурными условиями. Поскольку проявления этих закономерностей на поверхности отражают также и особенности глубинных процессов, можно судить по ним и о субвулканических процессах палеовулканизма.

О переносе рудных веществ в летучем состоянии

Изучение современного вулканизма и гидротермальных процессов в районах его проявления указывает на теснейшую связь термальных вод и газовых выделений. Несмотря на обособленные выделения тех и других, они относятся к единому поствулканическому процессу. Водяной пар является обычным компонентом вулканических газов, усиливает их активность и принимает участие в переносе различных веществ. Количество летучих в растворе зависит от их растворимости и летучести.

К. Краускопф показал, что летучести халькофильных элементов, в зависимости от парциального давления HCl, имеют значительные величины даже при низких температуре и давлении. Основываясь на вычислении констант равновесия по свободным энергиям с построением диаграмм летучести, он пришел к выводу, что по сравнению с металлами основных пород и пегматитов и металлами группы железа халькофильные элементы Pb, Zn, Cd, Cu, Ag, As, Sb и Hg являются более летучими (Проблемы эндогенных месторождений, 1964).

По приведенной диаграмме, отражающей постепенную нейтрализацию HCl при движении флюида, К. Краускопф предпринял попытку количественной оценки летучести перечисленных металлов в ходе процесса. При 827° С и высоких парциальных давлениях серы и кислорода происходит отделение олова от других халькофильных элементов, а при низких давлениях серы и кислорода наблюдается резкое увеличение летучести олова и уменьшение летучести меди и серебра. Уменьшение температуры на 200° при низком давлении серы и высоком кислорода приводит к падению летучести: металлы группы железа летучи только при высоких давлениях HCl и теряют летучесть при высоком давлении серы и низком кислорода, а летучести всех металлов, кроме олова, снижаются.

При уменьшении температуры еще на 200° при высоком давлении серы и кислорода остаются летучими мышьяк, сурьма и ртуть, а олово и цинк летучи только при высоких давлениях HCl. При низком давлении серы и высоком кислорода медь и олово остаются летучими только при высоких значениях HCl. Сурьма и мышьяк будут осаждаться вместе, а летучесть ртути остается выше верхней линии диаграммы. Эффект температуры в окислительных и восстановительных условиях при сделанных допущениях иллюстрируется диаграммами (рис. 223, 224 и 225).

В общем нейтрализация HCl в флюиде приводит к минеральным ассоциациям, близким к наблюдающимся в природе. Таким образом, летучесть, особенно на ранних стадиях процесса, играет важную роль и может объяснять дифференциацию рудных веществ при образовании вулканогенных комплексов.

Формирование гидротермальных растворов

Особенностью вулканогенных месторождений является их формирование в условиях непосредственного общения магматического очага

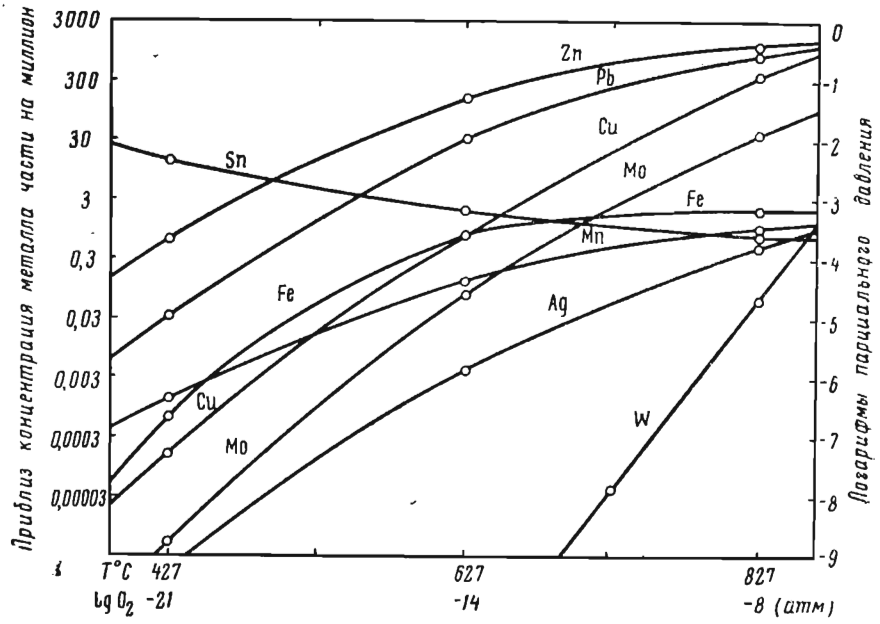


Рис. 223. Диаграмма летучести металлов в зависимости от температуры в окислительных условиях при $\lg H_2O=+3$, $\lg HCl=+1$, $\lg \Sigma S=+1$. *По К. Краускопфу*

с поверхностью земли. Другая их особенность заключается в том, что многие из рассматриваемых вулканогенных месторождений формировались на небольших глубинах или вблизи поверхности.

Глубина глубинно-вулканических месторождений достигает 2 *км*, глубина же субвулканических месторождений находится в пределах от нескольких сот метров до 1 *км*. На таких глубинах в большинстве случаев происходит значительная обводненность пород, что вызывает не только неизбежный прогрев подземных вод и парообразование, что подтверждается наблюдениями в областях современного вулканизма, но и смешение летучих и конденсатов магматогенного происхождения с метеорными водами. Таким образом, рудоносные растворы вулканогенных месторождений должны отличаться от растворов плутоногенных месторождений тем, что вода в их составе в той или иной мере имела метеорное происхождение.

На участие метеорных вод в рудоносных гидротермальных растворах указывают данные минералогического анализа руд некоторых месторождений.

Ф. Чухров (1964), считающий, что для метеорных вод характерно повышенное содержание кальция, видит в образовании шеелита в некоторых месторождениях Боливии (Оруро и др.) признак смешения метеорных вод с магматическими. Еще более интересны его представле-

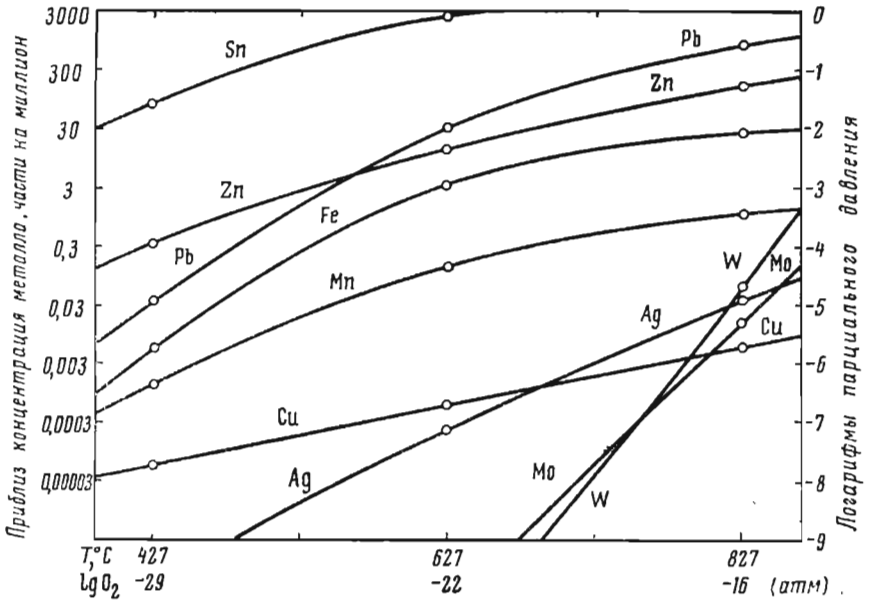


Рис. 224. Диаграмма летучести металлов в зависимости от температуры в восстановительных условиях при $\lg H_2O = +3$, $\lg HCl = +1$, $\lg \Sigma S = +1$.
По К. Краускопфу

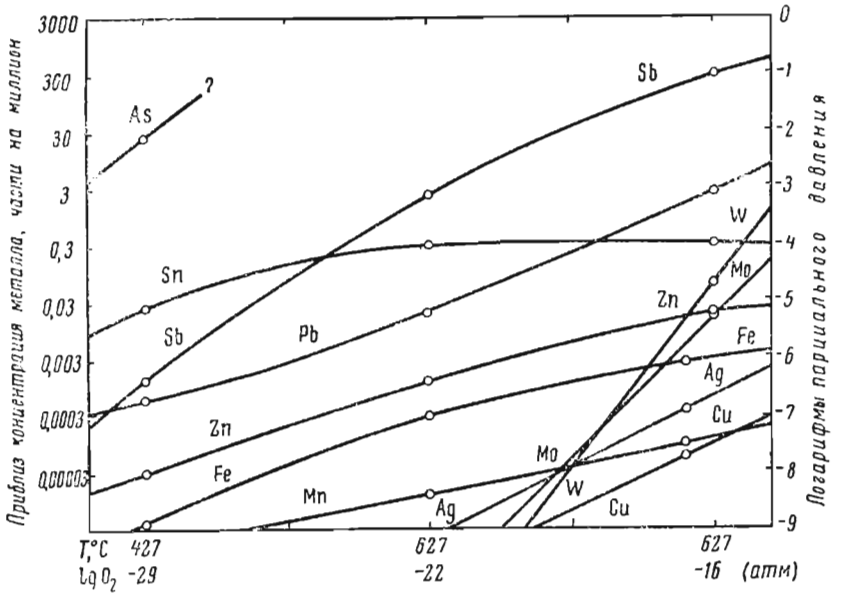


Рис. 225. Диаграмма летучести металлов в зависимости от температуры в восстановительных условиях при $\lg H_2O = +3$, $\lg HCl = -1$, $\lg \Sigma S = +1$.
По К. Краускопфу

ния о роли смешения магматогенных растворов с атмосферными кислородсодержащими водами при образовании кварц-адуляровых прожилков с касситеритом и гематитом в месторождении Шах-Шагайлы в Казахстане, магнезио-ферритовых месторождений бассейна р. Тунгуски и гематитовых жил Шварцвальда и Гарца в ФРГ, а также при замещении гематитом ряда рудных минералов — вольфрамита в месторождениях Центрального Казахстана, арсенопирита и пирита — в свинцово-цинковом месторождении Гульшад (там же) и др.

На значение участия метеорных вод в гидротермальном процессе в вулканических областях обращает внимание также Д. Коржинский, который объясняет более широкое проявление вторичных кварцитов по сравнению с грейзенами обводнением вулканогенных толщ. По его мнению (Коржинский, 1962), такое обводнение проникает на глубину до 2 *км*, после чего роль метеорных вод быстро падает.

Гидрогеологами, в частности, Ф. Макаренко, А. Овчинниковым и другими, допускается предельная глубина просачивания атмосферных вод в 5 *км*. Если, однако, принять во внимание уплотнение пород в связи с литостатическим давлением и распространение на глубине водонепроницаемых пород, то глубина распространения вод свободной циркуляции и будет порядка 2—3 *км*. Именно эту глубину распространения метеорных вод принимает Д. Уайт. На таких глубинах давление пара глубинных эманаций уже превышает гидростатическое и поэтому подземные воды проникать глубже по каналам не будут. Кроме того, если канал или породы вследствие уплотнения будут малопроницаемы, то количество проникающих на глубину метеорных вод будет постепенно уменьшаться и достигнет нуля где-то на глубине около 3—4 *км*.

Минерализация подземных вод с глубиной, в связи с увеличением температуры и давления, будет увеличиваться. По данным Ф. Макаренко и других гидрогеологов, глубинные воды достигают концентрации рассолов (до 300 *г/л*). Необходимо также считаться с тем что подземные воды растворяют газы, в частности, углекислоту и свободный кислород; содержание последнего будет находиться в зависимости от глубины и проницаемости пород (В. Невский).

Из приведенных данных следует, что в районах развития вулканизма выделяющиеся летучие неизбежно соприкасаются с метеорными водами. В результате происходят конденсация магматических растворов, прогрев метеорных вод, их взаимодействие и смешение.

Д. Уайт (White, 1957) на основании расчетов тепловых потоков ряда вулканических областей пришел к выводу, что в формировании теплового потока участвует магма и что по крайней мере часть тепла поступает с вулканическим паром.

Указанием на участие метеорных вод в гидротермах областей современного вулканизма являются данные их изотопического состава. По данным Х. Крейга, Г. Бото и Д. Уайта, основанных на изучении изотопных отношений D/H и O_{18}/O_{16}, не имеется бесспорных доказательств непосредственного присутствия ювенильной воды в гидротермах, т. е. растворы, по их мнению, в основном состоят из вод метеорного происхождения. Д. Уайт полагает, что вода и другие компоненты магматического происхождения, смешивающиеся с метеорными водами, составляют в растворах не более 5—10%. Однако именно магматические компоненты, такие, как HCl, HF, HB, H_2S, CO_2 и другие, обусловливают агрессивные свойства образующихся при этом гидротермальных растворов (Коржинский, 1962; С. Мацуо и др.) и их рудоносность. Растворяя в себе вулканические эманации и компоненты вмещающих пород и прогреваясь до высоких температур, такие гидротермальные растворы становятся восходящими и в целом мало отличаются от глубинных растворов плутоногенного происхождения.

Следовательно, подобные рудоносные растворы не могут формироваться только выщелачиванием вмещающих толщ, иначе они не достигли бы столь высоких концентраций металлических соединений и притом только в локальных участках земной коры. Гидротермальные растворы, возникающие в районах современного вулканизма, образуются при смешении эндогенных и метеорных вод. Эндогенная вода составляет только небольшую часть гидротермальных растворов, но именно она в силу растворенных в ней летучих сообщает им высокие агрессивные химические свойства. Количество эндогенной воды в растворах, вероятно, не является всюду одинаковым и, по-видимому, с глубиной оно должно возрастать.

Имеются достаточные основания для перенесения этих данных и на условия проявления палеовулканизма.

Таким образом, можно считать обоснованным проникновение инфильтрационных вод метеорного происхождения на глубины 2—3 *км*, вовлечение их в вулканические процессы и взаимодействие с теми растворами, которые выделялись из вулканического очага.

В соответствии с данными вулканологии это взаимодействие выражается: 1) в нагреве подземных вод до весьма высоких температур, превышающих 300° С; 2) в растворении этими водами и разделении вследствие фильтрации выделяющихся из магмы летучих и приобретении такими водами свойств типичных гидротерм; 3) в выщелачивании этими водами растворимых компонентов из вмещающих пород и превращение их в минерализованные гидротермальные растворы различного ионного состава — от щелочных до кислых.

Эволюция гидротермального процесса в связи с изменением термодинамических условий

Перемещение магмы в связи с надочаговыми тектоническими движениями при формировании субвулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов и связанное с этим поступление глубинного тепла должны были приводить к перегреву образующихся гидротермальных растворов.

Вместе с тем надочаговые движения, локализующиеся преимущественно вдоль крупных магмоконтролирующих разломов, способны приводить к падению давления. С этим связано усиленное отделение газовой фазы и изменения в ее составе. При интенсивном понижении давления гидротермальные растворы должны выкипать. Такое выкипание, судя по данным изучения термальных вод Камчатки и других вулканических областей, происходит на глубинах до 270—400 *м*, на которых отмечается уже жидкое состояние растворов. Д. Коржинский (1962) полагает, что выкипание неизбежно должно приводить к выпадению на глубине около 1 *км* высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций. Если это так, то, очевидно, именно такие условия создают тот термодинамический порог, который приводит к столь часто наблюдающимся в рассматриваемых месторождениях явлениям телескопирования.

Такая обстановка, вероятно, была особенно характерна для образования многих из тех месторождений, которые в нашей классификации связаны с вулканогенно-интрузивными комплексами центрального и отчасти линейного околожерлового характера.

Дальнейшая эволюция гидротермального процесса в вулканических областях связана с подъемом растворов на приповерхностные уровни и их конденсацией. Д. Коржинский (1962) с достаточными на то основаниями полагает, что на этом интервале могут формироваться только низкотемпературные месторождения.

В общем случае после выкипания и конденсации растворы оказываются в значительной мере обедненными. На это указывают низкие содержания металлов по многочисленным анализам термальных вод и их сухих остатков. Однако из этих анализов следует, что колебания в содержаниях рудных компонентов указывают на далеко неодинаковую степень их разбавления атмосферными водами. Если же учесть многочисленные случаи минеральных скоплений в отложениях горячих источников, достигающих иногда промышленных значений, то нельзя не сделать вывод о том, что отдельные струи достигают поверхности, еще не успев сбросить весь груз растворенных в них рудных веществ. Это касается в первую очередь легко летучих Hg, Sb, As, а также образующих легкорастворимые и устойчивые комплексы компонентов Zi, Te, Se, Cs, U и, кроме того, S, B, F и др.

Таким образом, в длительном процессе формирования вулканогенных гидротермальных месторождений можно различать: 1) раннюю стадию поступления глубинных высокотемпературных растворов — носителей тепловой энергии и химически активных элементов; на этой стадии рудная минерализация развивается слабо и главным образом в глубинных, т. е. гиповулканических условиях; 2) стадию образования сложных, смешанных из глубинных и поверхностных вод гидротермальных растворов и их выкипание; на этой стадии возникает главное продуктивное, часто телескопированное оруденение; 3) стадию образования конденсированных растворов, когда выпадают характерные низкотемпературные минеральные ассоциации в близповерхностных (сотни метров от поверхности) и приповерхностных (десятки метров от поверхности) условиях.

Рудообразование может быть проявлено или в связи со всеми стадиями или только с некоторыми из них.

Образование коллоидных растворов и особенности вулканогенного рудоотложения в условиях резкого падения давления

Поствулканический процесс протекает в близповерхностных условиях, поэтому давление в рудообразующих растворах может резко падать. С этим связано не только телескопированное выделение высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций, но также и образование гидрозолей, которые могут быстро коагулировать в гидрогели. Как показал Ф. Чухров, причинами такой коагуляции могут быть: 1) выделение сероводорода, являющегося одним из главных стабилизаторов коллоидных частиц сернистых соединений; 2) смешение растворов разного состава; 3) нейтрализация растворов под влиянием карбонатных пород и др. При этом, как можно судить по жильному выполнению многих вулканогенных гидротермальных месторождений, коагуляция коллоидного кремнезема, являющегося пептизатором, может приводить к ускорению этого процесса.

Широкое распространение колломорфных и метаколлоидных текстур в рудах этих месторождений с несомненностью указывает на участие коллоидов в их образовании. Следует отметить, что чем в более открытых системах или чем ближе к поверхности происходило отложение руд, тем шире и интенсивнее проявления колломорфных и метаколлоидных структур руд, если, конечно, последние не замаскированы пострудным метаморфизмом. В качестве ярких примеров можно указать на поверхностные и приповерхностные образования серы и месторождений опалитовой ртутной формации, с весьма интенсивным участием коллоидов, затем на приповерхностные месторождения деревянистого олова риолитовой формации, также со значительным участием колломорфных текстур, далее переходные ртутно-реальгаровые, ртутно- и сурьмяно-ферберитовые, колчеданные, смол-

ково-молибденитовые, теннантит-энаргитовые, бертрандитовые и другие близповерхностные месторождения с менее интенсивным, но широким развитием коллоидных руд.

Как показал А. Бетехтин, не следует противопоставлять истинные и коллоидные растворы. При наличии указанных выше условий гидрозоли и гели могут образоваться из истинных ионно-молекулярных растворов, а после их коагуляции или после развития гелевого метасоматоза они вновь могут превратиться в истинные растворы. Ф. Чухров (1964) обращает внимание на возможность миграции рудных веществ и рудоотложения путем пенистого переброса при кипении растворов в связи с взаимодействием электролитов с неорганическими коллоидами. Как можно судить по экспериментам С. Дурова и Е. Филипповой, с коллоидными растворами сульфидов, способность которых к вспениванию различна и зависит от градиента падения давления, процесс рудообразования в этих условиях может протекать интенсивно и с гораздо большей скоростью, чем процесс отложения руд из глубинных гидротермальных растворов.

Таким образом, образование коллоидных растворов, судя по отчетливым признакам их проявления в рудах, является характерной особенностью вулканогенных гидротермальных, особенно вулканических и субвулканических месторождений.

Усложнение гидротермального процесса в связи с явлениями реювенации

Общеизвестной особенностью вулканизма является повторяемость вулканических явлений. Это обусловлено поступлением новых порций тепла из глубины и периодическим разогреванием системы. Длительность интервалов между проявлениями магматической активности при формировании комплексов различна.

Изучение древних и юных вулканогенных комплексов показывает, что наряду с незначительными перерывами между ними имели место также более значительные интервалы, когда условия и уровни внедрения, как и состав магм, существенно менялись. Таким путем формировались сложные вулканогенно-интрузивные комплексы. Выше было показано, что при небольших перемещениях восходящих расплавов и относительно коротких перерывах без существенного изменения состава магм образовались субвулканические комплексы, при более значительных интервалах перемещения магм формировались вулканогенно-интрузивные комплексы, в которых входящие в их состав интрузивы нередко представлены уже породами гипабиссальной фации.

Изучение рудных месторождений таких комплексов показывает, что оруденение обычно завершает формирование комплексов, являясь постмагматическим по отношению не только к предшествовавшей экструзии или интрузии, но и ко всему комплексу в целом. Однако в ряде случаев поствулканическая минерализация проявляется как в связи с ранними фазами внедрения магмы, так и в связи с поздними внедрениями даек разного состава, нередко завершающих образование вулканогенных комплексов.

Случаи многоэтапной, по существу интрамагматической минерализации были установлены автором на Кафанских медных и других месторождениях Малого Кавказа, они описаны В. Полоховым на некоторых оловянных месторождениях Кавалеровского узла в Приморье, А. Бетехтиным в Рудных горах, В. Невским в Актюзе и др. Такие же примеры отмечались и раньше для золото-серебряных месторождений В. Линдгреном и Е. Бастиным, в медном месторождении Серро де Паско Д. Лафлином, в медно-турмалиновых месторождениях Кананеа В. Перри и др. (табл. 49).

Рудные районы и месторождения	Время формирования	Состав комплекса	Фации глубинности	Рудные формации	1 магматизм
Кафанский, Малый Кавказ	Бат — оксфорд	Кварц-порфиритовый	Субвулканическая	Медно-рудная, колчеданно-полиметаллическая	Субвулканические кварцевые порфиры
Кызыл-Таштыгский, Тува	Кембрий	Спилито-кератофировый	Субвулканическая	Колчеданно-полиметаллическая	Субвулканические кварцевые порфиры
Церро де-Паско, Чили	Верхняя юра — нижний мел	Монцонит-порфировый		Энаргит-медноколчеданная	Эруптивные брекчии, сцементированные монцонит-порфирами
Эсмеральда, Мексика	Миоцен	Монцонит-андезитовый	Интрузивно-вулканогенная	Полиметаллическая с серебром	Монцонит-порфиры
Сорский, Западная Сибирь	Верхний ордовик — силур	Граниты субщелочные, порфиры двух фаз	Субвулканическая	Молибденовая	Лейкократовые граниты
Актюзский, Средняя Азия	Пермь	Аляскиты, граниты двух фаз	Вулканогенно-интрузивная с трубками взрыва	Редкометально-полиметаллическая	Аляскиты, гранофиры
Ново-Золотушинский, Алтай	Эйфель — живет	Кварцевые альбитофиры	Субвулканическая	Полиметаллическая	Кварцевые альбитофиры ранние
Браден, Чили	Верхний мел — нижний палеоген	Андезит-дацитовые порфиры, латитовые порфиры	То же	Медно-порфировая	Дацитовые порфиры
Токуепала, Перу	То же	Дацитовые порфиры	Вулканогенно-интрузивная	То же	Дацитовые порфиры и брекчии
Ла Колорадо и Кананеа, Мексика	Миоцен	Граниты	Вулканогенно-интрузивная	. .	Кварцевые порфиры и брекчии
Тонопах, Невада	.	Трахиты, риолиты	Субвулканическая	Золото-серебряная	Трахиты

Таблица 49

с многоэтапным оруденением

Этапы формирования комплексов и минерализации					Литературный источник
1 этап	2 этап		3 этап		
минерализация	магматизм	минерализация	магматизм	минерализация	
Главная халькопиритовая	Дайки диабазов	Слабая карбонат-сульфидная	Экструзии и дайки кварцевых альбитофиров	Халькозин-борнит-энаргитовая	В. Котляр и Ю. Лейе, „Геология рудных месторождений", 1963, № 5
Пиритовые скопления с халькопиритом и сфалеритом	Субвулканические альбитофиры и диабазовые дайки	Главное цинковое оруденение	Диабазовые дайки	Слабая галенит-теннантитовая	Б. Берман, „Геохимия", 1965, № 3
Пиритовое тело с энаргитом	Вулканиты	Полиметаллическая	Дайки монцонит-порфиров		Word, Econ. Geol., 1961, vol. 56 Petersen, Econ. Geol., 1965, vol. 3
Полиметаллы с серебром	Дайки липаритов	Карбонатно-флюоритовые жилы с сульфидами			М. Фаворская, „Сов. геология", 1959, № 12
Медное оруденение	Кварцевые порфиры	Молибденит, флюорит, сульфиды Fe, Cu, Zn	Кварцевые порфиры, пересекающие руды	Мелкие прожилки со слабой минерализацией	В. Покалов, Е. Пастухова, „Сов. геология", 1961, № 7
Пирит, молибденит и другие минералы с кварцем	Гранофиры и дайки аплитов	Главная минерализация Pb, Zn, Sn, пирит и др.	Поздние гранофировые брекчии	Сульфидно-кварцевая минерализация в брекчиях	В. Невский, „Геология рудных м-ний", 1960, № 2
Сульфидная руда	Кварцевые альбитофиры поздние	Сульфидные руды (жильные)	Дайки порфиритов		М. Шнайдер, „Сов. геология", 1965, № 11
Медная минерализация с молибденитом	Брекчии, латитовые порфиры	Жилы полиметаллов	Лампрофировые дайки		Ф. Ховелл и Д. Моулей. Econ. Geol., 1960, vol. 6
Медная минерализация	Дацитовые порфиры с ксенолитами рудной брекчии	Минерализация Pb, Zn	Латитовые порфиры		Ричард и Кортрайт. Min. Eng., 1958
Главная сульфидная	Брекчии в куполе	Слабая сульфидная			В. Перри, Min. Eng., 1958, 1961, 3, № 4
Главные золото-серебряные жилы с халцедоном, сульфидами и селенидами	Субвулканические риолиты	Золото-серебряные жилы подчиненного значения	Риолиты Тонопа — интрузивные	Кварцевые жилы с сульфидами и вольфрамитом	В. Линдгрен, Минеральные месторождения, 1927

Рудные районы и месторождения	Время формирования	Состав комплекса	Фации глубинности	Рудные формации	1 магматизм
Голдфилд, Невада	Верхний миоцен, нижний плиоцен	Андезиты, дациты	Субвулканическая	Золото-алунитовая	Андезиты
Эль-Оро, Мексика	Миоцен	Андезиты	То же	Золото-серебряная	То же
Билибинский, Колыма	Верхняя юра — нижний мел	Щелочные породы	Вулканогенно-интрузивная	Титан-редкометальная	Щелочные и нефелиновые сиениты (лакколит)

Особенно многочисленны случаи интра- и пострудных даек преимущественно основных пород, пересекающих рудные тела меднопорфировых, колчеданных и других месторождений, часто сопровождающихся наложенной минерализацией и проявлениями гидротермального метаморфизма. Подобные случаи можно объяснить поступлением новых порций тепловой энергии, приводящим к переотложению части минеральных компонентов. Возможно, однако, появление растворов и иного химического состава. Примером может служить наложение слюдисто-флюорит-топазовой минерализации на сульфидную в Щербаковском рудном поле, объясняющееся Е. Радкевич и И. Томсоном повышением температуры в связи с активизацией глубинного магматического источника. Подобные примеры приводились также Г. Шнейдерхёном, Г. Борхертом (Borchert, 1951) и другими немецкими исследователями.

Разрушение ранних рудных скоплений при позднейших вулканических проявлениях

Во многих вулканогенных гидротермальных месторождениях среди различных туфо- и лавобрекчий встречаются включения руды, которые принято называть рудными обособлениями. Такие включения обнаружены в месторождениях разного состава — медноколчеданных (Гай, Сибай, Учалы на Урале, Уруп и Худес на Кавказе и др.), серноколчеданных (Чирагидзор, Тандзут на Кавказе), колчеданно-полиметаллических (Тува, Кафан в Армении, Рудный Алтай), меднопорфировых (Браден в Чили), медно-турмалиновых (Кананеа в Мексике) и др. По рудным обособлениям в медноколчеданных месторождениях существует довольно большая литература, в которой наряду с представлениями об их происхождении в связи с избирательным метасоматозом (М. Бородаевская) или с тектоническими нарушениями (Н. Петровская и др.) были приведены данные[1] о их эксплозивном характере (В. Смирнов и Т. Гончарова, В. Котляр, Б. Берман и др.).

[1] Эти данные приведены в главе «Колчеданные месторождения».

Продолжение табл. 49

Этапы формирования комплексов и минерализации					Литературный источник
этап	2 этап		3 этап		
минерализация	магматизм	минерализация	магматизм	минерализация	
—	Субвулканические дациты	Сульфиды, кварц, теллуриды, золото	Риолиты и базальты		В. Линдгрен, Минеральные месторождения, ОНТИ, 1927
Золото-сульфидные жилы	Андезиты поздние субвулканические				В. Линдгрен, Минеральные месторождения, ОНТИ, 1927
Эгирин-анортоклазовые и кварцевые жилы	Вулканиты и дайки трахитового-тингуаитового и фонолитового состава	Редкометальная с флюоритом, баритом и кварцем	Дайки эгириновых гранитов, кварцевых сиенитов и грорудитов		Т. Билибина и др., „Геология рудных м-ний", 1963, № 5

П. Иванкин (1962) на примере изучения некоторых колчеданных месторождений Алтая и Урала пришел к заключению, что брекчии с сульфидными включениями имеют эксплозивно-гидротермальное происхождение. По его мнению, в условиях малых глубин происходит ускоренное расслоение комплексных растворов с отложением гелевых сульфидных масс, а затем в этих участках в связи с новыми порциями поступавших из глубин растворов, их вскипанием, «замедленными взрывами» и разрушением пород происходили инъекции образующихся эксплозивных брекчий с рудными включениями.

Признавая роль вулканизма в образовании рудных включений, ряд исследователей, особенно американских — Ф. Ховелл и Д. Моулей (Howell, Molloy, 1960) по месторождению Браден в Чили, В. Перри (Perry, 1961) по месторождениям Кананеа в Мексике, а также Л. Бринер, давший обобщение по многим трубчатым месторождениям, связанным с брекчиями, — считают, что такие включения могли образоваться также в результате обрушения.

Однако интересующие нас включения часто находятся в неизмененном туфовом или лавовом цементе пород, непосредственно перекрывающих рудные тела, и лишены следов катаклаза, что указывает на проявление послерудных или внутрирудных явлений вулканической активности в процессе формирования вулканического рудоносного комплекса.

При механическом разрушении рудных скоплений ранних этапов минерализации в результате вулканических эксплозий и тесно связанных с этим процессом кальдерного обрушения, а также процессов образования мелкообломочных брекчий и их внедрения под давлением, в связи с их механическим переносом и частичным растворением, может происходить округление обломков, в том числе и рудных. Поэтому во многих месторождениях такие вулканические образования выделяются как конглобрекчии. Не следует с ними смешивать туфоконгломераты, образующиеся при переносе вулканического материала водными и грязевыми потоками на поверхности.

Несомненно, имеются примеры образования брекчий с рудным материалом, где ранние эксплозивные и кальдерные брекчии обрушения подвергаются воздействию более поздних гидротермальных растворов, цементируются их продуктами, а при последующих тектоновулканических движениях снова брекчируются и превращаются или в тектонические брекчии или, при их повторной цементации, в «когидротермальные» (в понимании Л. Бринера), или минерализационные брекчии. Подобные сложные брекчии были, например, хорошо изучены Б. Берманом на колчеданных месторождениях Тувы. В результате тщательного картирования и минераграфического изучения им были разработаны критерии их распознавания.

Изменение вмещающих пород и метасоматическая зональность в районах проявления минерализации в вулканогенных формациях

В районах вулканогенных гидротермальных месторождений широко проявлено гидротермальное изменение вмещающих пород. Во многих случаях изменение пород и выраженная при этом метасоматическая зональность дает возможность устанавливать центры вулканизма и экструзивной деятельности, различные тектонические и вулканические структуры, контролирующие рудообразование, а также проливают свет на химизм и ход рудных процессов.

Для областей разгрузки современных гидротерм (периферические части современных вулканических аппаратов Камчатки) С. Набоко (1963) приводит следующую схему зональности измененных пород (сверху вниз): 1) поверхностная зона гейзеритов и травертинов; 2) зона аргиллизации; 3) зона монтмориллонитизации; 4) зона хлоритизации; 5) зона цеолитизации; 6) зона адуляризации; 7) зона альбитизации; 8) зона пропилитизации; 9) зона окварцевания.

По существу мало чем отличается от этой схемы зональность в области современного вулканизма Вайракей в Новой Зеландии, где А. Стейкер выделил в более крупных подразделениях зоны сернокислотного выщелачивания, аргиллизации, цеолитизации и фельдшпатизации. Присутствие здесь вместо пропилитизации зоны гидрослюд С. Набоко объясняет влиянием состава кислых пород, а не андезитов, по которым преимущественно развивается пропилитизация.

Можно найти много общего в метасоматической зональности и в других областях современного вулканизма. Это особенно относится к верхней части метасоматической колонки, где от центра к периферии устанавливается последовательная смена зон изменения: серно-кварцитовая, опаловая, алунитовая, каолинит-галлуазитовая и, наконец, монтмориллонит-серицитовая. Такая зональность отмечается Е. Андерсоном (1935) в «Долине десяти тысяч дымов» на Аляске, Х. Мукайяме и С. Ивао на ряде островов Японии, Г. Сигвалдасоном в районе Стимбот-Спрингс в Неваде и др. Д. Коржинский эти типы изменения рассматривает как единую зону сольфатарной аргиллизации. Последняя часто переходит в зону или формацию вторичных кварцитов, которую он связывает уже с приконтактовым выщелачиванием субвулканических интрузий. С. Набоко также указывает на присутствие в более глубоко эродированных вулканах Камчатки и Курил зоны вторичных кварцитов.

В субвулканической зоне в условиях проявления слабокислых гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридных растворов с растворенными в них углекислотой и сероводородом развивается пропилитизация, признаки которой обычно отмечаются в периферических и более глубоких частях современных вулканических систем. При этом, по С. Набоко, в зоне парообразования под воздействием щелочных натрово-хлоридных растворов наблюдаются цеолитизация и адуляризация.

Таким образом, в связи с современным вулканизмом развиваются приповерхностная аргиллизация, субвулканическая зона вторичных кварцитов и внешняя, или нижняя, зона пропилитизации. Последняя в условиях кислого вулканизма может быть представлена зоной гидрослюд или зоной березитизации.

Эта зональность аналогична зональности рудоносных районов древнего вулканизма. Например, в районе алунитовых месторождений кальдеры Хакон на п-ове Изу в Японии, формировавшихся уже в плиоцене — плейстоцене, зональность (сверху вниз) представлена кремнистыми, затем алунитовыми и ниже глинистыми породами, т. е. зоной аргиллизации. В Советском Закарпатье, где известны месторождения алунитов, полиметаллов и золота, по данным В. Соболева, М. Фишкина и В. Лазаренко, наблюдаются по существу те же типы гидротермального изменения (сверху вниз): окремнение, каолинизация и алунитизация, адуляризация и альбитизация, которые они рассматривают как единую метасоматическую колонку (Соболев и др., 1953).

Изучение автором и другими исследователями гидротермального метаморфизма в связи с вулканогенными комплексами миоценового и эоцен-олигоценового возраста в породах среднего, кислого и субщелочного состава на Малом Кавказе также приводит к установлению подобной метасоматической зональности. Например, в Даралагезе отмечается развитие монокварцитов (Амул-сар), иногда с самородной серой (Гюмюр), ниже развиваются мощные зоны алунитизации и диккитизации (хребты Севма, Амбариал) и еще ниже — интенсивно пиритизированные серицитовые кварциты, в которых по разломам и трещинам проявляется наложенная полиметаллическая минерализация (месторождения Гюмушхана, Газма и др.). Интересно, что в этом районе завершавшие формирование комплексов субвулканические и гипабиссальные интрузии проникали до весьма высоких уровней развития аргиллизации.

В Памбакско-Геджалинском районе с жерловыми кварцевыми порфирами связана широко проявленная пирофиллитизация, кверху переходящая в каолинизацию и окварцевание. С этой зоной связано мощное серноколчеданное оруденение (месторождение Тандзут), а с глубже развивающейся зоной серицитизации и хлоритизации ассоциирована медная минерализация, сопровождающая дайки и гипабиссальные интрузивы.

Мощные третичные вулканогенные толщи западных штатов США и Мексики с приуроченными к ним золото-серебряными, полиметаллическими, а местами медными и урановыми месторождениями сопровождаются близким комплексом гидротермальных изменений вмещающих пород. Судя по данным Т. Ловеринга, Р. Сейлса, А. Майера, Д. Шварца и других, в ряде этих месторождений фиксируются зоны приповерхностной аргиллизации и алунитизации, затем зона адуляризации, альбитизации или серицитизации, по периферии развивается хлоритизация или типичная пропилитизация, еще глубже — зона турмалинизации. При этом рудная минерализация сопровождает разные типы изменения, но создается впечатление, что наиболее интенсивное оруденение приурочено преимущественно к зонам развития окварцевания в сочетании с адуляризацией, альбитизацией, серицитизацией или более глубинной турмалинизацией.

М. Василевским была детально изучена метасоматическая зональность в третичных вулканогенных породах Срединного Камчатского хребта. В верхнем структурном ярусе она представлена диккит-алунит-опаловыми породами, монокварцитами и серными кварцитами, сменяющимися сначала алунитовыми кварцитами, а затем гидрослюдисто-кварцевыми с пирофиллитом и слабохлоритизированными и карбонатизированными породами или бейделлитизированными гидрослюдами.

В среднем ярусе пирофиллитовая или серицит-кварцевая зона с пиритом сменяется зоной пропилитизации, с которой связано обогащение рудными компонентами, причем в зоне пропилитизации выделяются подзоны хлорит-эпидотовая, хлорит-карбонатная, а также подзона пиритового обогащения. В нижнем ярусе в центральной части развивается зона окварцевания, иногда с андалузитом и диаспором, сменяющаяся по периферии актинолит-эпидотовыми породами с биотитом или биотит-диопсид-ортоклазовыми породами с борнитом, халькопиритом и ортоклазитами (рис. 226).

На основании изучения баланса привноса компонентов и примесей указанный автор пришел к следующим выводам: 1) в связи с меняющимися геохимическими условиями происходит перемещение компонентов из глубинных и центральных зон в боковые при выщелачивании центральных зон и вынос примесей из внутренних подзон; 2) отмечается обогащение рудными компонентами периферических зон с образованием в них рудных прожилков и жил; 3) отмечается тенденция качественного и количественного изменения рудных веществ с глубиной; 4) наблюдается выклинивание верхних зон и подзон на глубину и увеличение мощности зоны пропилитизации, на которую наложено прожилковое мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение.

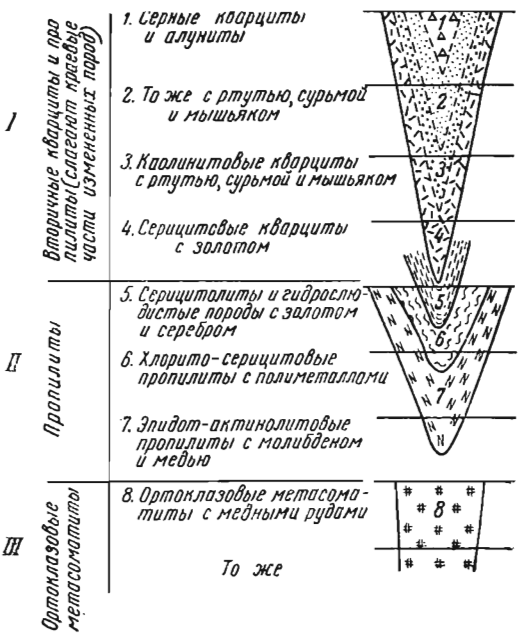


Рис. 226. Метасоматическая зональность и рудные формации в Центрально-Камчатской зоне на разных гипсометрических уровнях. *По М. Василевскому и Г. Власову,* 1964

Д. Коржинский рассматривает вторичные кварциты как продукты кислотной стадии приконтактового выщелачивания, а цеолитизацию, каолинизацию и алунитизацию — как низкотемпературные околотрещинные изменения. Однако в рассматриваемых месторождениях эти низкотемпературные изменения располагаются не только линейно, но и концентрически вокруг экструзивов и жерловин, обнаруживая горизонтальную и вертикальную зональность (В. Котляр). При этом смена гипабиссальных условий субвулканическими, зависящая от уровня застывания вулканического очага или уровня внедрения поздних интрузий, несколько различна и чаще всего соответствует смене пропилитизации серицитизацией.

В. Жариков (1959), рассматривая вопрос о глубинности метасоматических образований, считает, что формация вторичных кварцитов отвечает субвулканическим условиям, а пропилитовая — уже условиям гипабиссальным. Пропилитовая формация, по-видимому, частично захватывает и субвулканические глубины, особенно если учесть, что граница перехода субвулканической фации в гипабиссальную зависит от глубины вулканического очага, а также от уровня внедрения поздних комагматических интрузий.

Следовательно, можно сделать следующие общие выводы.

1. Несмотря на различия состава пород и других геологических условий, в гидротермально измененных породах, связанных с вулканиз-

мом, отмечаются общие черты метасоматической зональности, выраженной 3—4 зонами, отражающими относительную глубину и структурно-магматические условия процессов метасоматического изменения пород. Верхняя зона серных кварцитов, монокварцитов, опалитов и аргиллизации фиксирует приповерхностные условия лавовых покровов и экструзивных уровней вулканических систем, вторая зона щелочного метасоматоза (цеолитизации, адуляризации или альбитизации) отвечает жерловой фации, а зона серицитизации — пропилитизации — субвулканическим и переходным к гипабиссальным условиям. В пределах зон и характеризующих их метасоматических формаций выделяются подзоны или фации, которые отличаются меньшей выдержанностью в связи с различием геологических и физико-химических условий.

2. Морфологически изменение пород в связи с вулканогенно-интрузивными и экструзивными комплексами имеет в общем линейно-концентрический характер, контролируясь линейными зонами разломов и центрами проявления магматизма в их пределах. Поэтому и метасоматическая зональность часто имеет сложный конический или концентрический характер.

Средние части таких систем представляют собой центры проявления магматизма — жерловины вулканов или позднее внедренные в жерловины субвулканические или гипабиссальные интрузии. Нередко такие системы сменяются на глубину крупными или малыми интрузивами, часто дайкообразными, приуроченными к главным магмоконтролирующим разломам, которые представляют собой консолидированные верхние вулканические очаги.

3. Отмечается близкое соответствие в метасоматической зональности гидротермально измененных пород областей как древнего, так и современного вулканизма, а также связанной с ними рудной минерализации. Однако в метасоматической зональности гидротермально измененных пород более древнего времени, как правило, наблюдаются наложенные в связи с позднейшими проявлениями магматической активности минеральные ассоциации, а также эпигенетические изменения ранних образований.

4. Изучение соотношений рудной минерализации и метасоматического изменения пород указывает на наличие связи некоторых их типов, свидетельствующих о сопряженности обусловливающих их гидротермальных процессов. В ряде районов проявления вулканогенно-интрузивных комплексов намечается сопряженность вулканического и субвулканического изменения пород с турмалинизацией и грейзенизацией, являющимися более глубинными типами приконтактового выщелачивания гранитоидов.

5. Внедрение завершающих формирование вулканогенных комплексов субвулканических или гипабиссальных интрузий в толщу вулканитов приводит к сложному сочетанию приконтактового выщелачивания и метасоматической зональности, обусловленному проявлением инфильтрационного (по каналам и нарушениям) и диффузионного типов метасоматоза. Этим и объясняется сочетание выделяющихся иногда двух типов вторичных кварцитов, двух типов аргиллизации (Власов, 1963).

Гидротермальное изменение пород обычно начинается еще в дорудный этап, продолжается в процессе рудообразования и завершается в послерудное время. Процессы изменения, обусловленные химическим взаимодействием растворов с вмещающими породами, выражаются не только в привносе и выносе компонентов, но главным образом в их перегруппировке в связи с образованием колонок метасоматических зон, развитие которых обусловливается дифференциальной подвижностью, но нередко нарушается повторными проявлениями магматической активности и наложением новых изменений.

6. Более активно процессы изменения протекают на ранних стадиях процесса, на средних и поздних они имеют характер перегруппировок компонентов за счет их высвобождения из пород. Метасоматоз ранних стадий является, вместе с образованием трещин и увеличением пористости, предпосылкой для формирования руд последующих, нередко более продуктивных стадий. В некоторых формациях в ранние стадии развиваются магнезиально-железистые, а в более поздние — железистые хлориты. При этом освобождаемая часть железа связывается с серой и выпадает в виде пирита.

Развитие гидротермального процесса по данным изучения гидротермально измененных пород

Об общем ходе развития вулканогенного гидротермального процесса можно судить по данным изучения гидротермально измененных пород в областях современного и древнего вулканизма. По Д. Уайту (White, 1957), состав вулканических вод и пара в современных вулканических областях определяется составом магмы и стадией ее кристаллизации, температурой и давлением летучих во время отделения от магмы и после него, составом и количеством смешивающихся атмосферных вод и влиянием вмещающих пород. На разных стадиях их формирования и продвижения к поверхности они будут все более разбавляться атмосферными водами. Кроме того, в них вовлекаются компоненты вмещающих пород и газы невулканического происхождения.

В зависимости от глубины вулканического очага, различных соотношений температуры и давления и обусловленных этими факторами соотношений магматических растворов с атмосферными указанный автор, основываясь на данных изучения современных вулканов, наметил схему развития процесса в рудных условиях.

На ранних стадиях процесса растворы, выделяющиеся из магмы еще при высоких температурах и давлении, имеют, по Д. Уайту, характер плотного надкритического пара, в котором растворены галлоиды, H_2S, CO_2, а также труднолетучие компоненты — SiO_2 и др. При понижении давления до пределов гидростатического, что может произойти на глубине около 2—3 *км*, магматические растворы вступают в зону распространения атмосферных вод, в связи с чем происходит смешение вулканического пара с этими водами.

Этот этап процесса протекает на значительных глубинах и по существу отвечает проявлению надкритических растворов, характерных и более широко развивающихся в плутоногенных условиях. В типичных вулканических условиях этот этап выражен слабо.

Для вулканических условий характерным и обязательным является следующий этап, заключающийся в действии гидротермальных растворов, образованных в результате конденсации вулканического пара и смешения его с атмосферными водами. Развитие этого основного для образования рассматриваемых месторождений процесса регулируется глубиной очага, соотношениями температуры и давления растворов и составом вмещающих пород.

При конденсации вулканических газов под влиянием наиболее глубоко проникающих подземных вод атмосферного происхождения, в условиях высоких и отчасти средних температуры и давления, по данным Д. Уайта, образуются хлоридно-натриевые растворы, несущие CO_2 в газовой фазе. Взаимодействие с вмещающими породами приводит к их нейтрализации, в связи с чем они могут становиться щелочными.

При понижении температуры ниже критической труднолетучие компоненты, которые до того находились в газовой фазе, переходят в водный раствор, в котором также будут находиться серные газы и азот.

Смешение хлоридно-натриевых растворов с сульфатными, окисление сероводорода в приповерхностных условиях, а также конденсация плотных паров, содержащих галоиды щелочей, приводят к образованию кислых сульфатно-хлоридных растворов. Последние, по данным того же автора, могут образоваться при высоких, средних и низких температурах и давлении за счет хлоридно-натриевых растворов. Такие же растворы в карбонатной среде преобразуются в условиях средних и низких температур и давлений в гидрокарбонатно-натриевые или гидрокарбонатно-кальциевые растворы (рис. 227).

На поздних стадиях в приповерхностных условиях в результате окисления H_2S при низких температуре и давлении образуются сульфатные воды, которые или совсем не связаны с хлоридно-натриевыми растворами, или являются результатом конденсации пара, выделяющегося из хлоридных вод. Отмечается, что катионный состав кислых сульфатных вод зависит от состава вмещающих пород.

К. Флоренский, изучавший гидротермальные растворы Паужетки на Камчатке, установил, что глубинные растворы являются щелочными натрово-хлоридными, но при подземном кипении образуют пар слабощелочного хлоридно-аммониевого состава, который после конденсации в присутствии окисляющегося H_2S и CO_2 превращается в кислый сульфатный раствор.

Однако, по данным В. Аверьева и С. Набоко, растворы часто обогащены H_2S и CO_2 и еще на глубине становятся слабокислыми (pH $\simeq$ 6 и далее, в связи с дегазацией, превращаются в приповерхностных условиях в слабощелочные, а затем, при конденсации у поверхности, — в кислые сульфатные. Кроме того, выделяющиеся первичные газовые струи имеют различный качественный и количественный состав, что приводит и после конденсации к образованию растворов различных кислотности и состава.

Соответствие фаций вулканогенных комплексов и рудной минерализации

Из общей характеристики рудоносных интрузивно-вулканогенных, субвулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов следует, что эти комплексы могут быть представлены одной фацией глубинности магматических образований, например, наземной — приповерхностной (экструзивно-эффузивной, эксплозивной, кальдерной), или подводной, или близповерхностной субвулканической (вулкано-купольной, прикальдерной, силлово-лакколитовой, дайковой и т. п.), или, наконец, глубинно-вулканической (глубинно-жерловой, трубками взрыва с эруптивными брекчиями), и в этом случае комплексы можно рассматривать как монофациальные. В других случаях (если они представлены несколькими фациями) они являются полифациальными.

Указанным выше трем основным фациям глубинности — приповерхностной (от поверхности до первых десятков метров), субвулканической (до 1 *км*) и глубинно-вулканической (до 2 *км* от древней поверхности Земли) соответствует своя минерализация. Например, с наземной приповерхностной фацией связаны рудные формации самородной серы, боратовая, ртутно-опалитовая, риолитовая — оловорудная, мышьяковая — реальгаровая; с субвулканической — более многочисленные и разнообразные рудные формации — золото-серебряная, полиметаллическая с серебром (мексиканский тип), оловорудная (боливийский тип), антимонит-ферберитовая, бертрандитовая, молибден-урановая и др. Этой фации, как будет показано ниже, отвечает и своя фация гидротермального метаморфизма. С глубинно-вулканической фацией связаны такие типичные рудные формации, как меднопорфировая, медно-турмалиновая, молибденовая типа Клаймакса в США, редкометальная карбо-

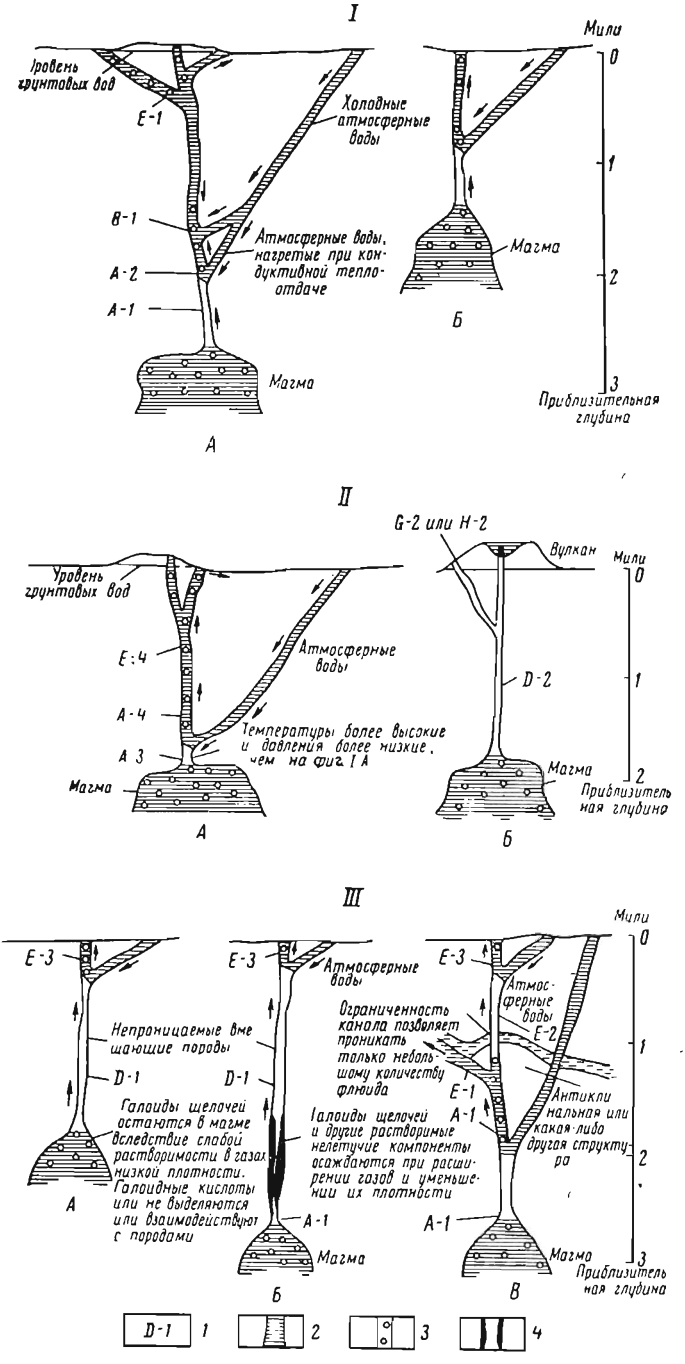


Рис. 227. Физико-химические и гидрогеологические условия образования вулканических гидротерм разного состава. *По Д. Уайту*

А, Б, В — возможные пути образования вулканических гидротерм. *I* — хлоридно-натриевые: *A-1* — высокие *p* и *t*. Плотный H_2S, галоиды щелочей, B, SiO_2; *A-2* — высокие *p* и *t*. При конденсации *A-1* глубоко проникающими атмосферными водами с паровой фазой, богатой CO_2; *B-1* — высокое *p*, средняя *t*. При остывании *A-2* и растворении паровой фазы с CO_2; *E-1* — средние *p* и *t*. Из *A-2* и *B-1* при остывании. Из *B-2* при нейтрализации. *II* — сульфатно-хлоридные: *A-3* — высокие *p* и *t*. Газовая фаза. Галоиды щелочей, SO_2, SO_3, HCl? *A-4* — высокие *p* и *t*. Конденсация *A-3*, газовая фаза богата CO_2; *E-4* — средние *p* и *t*. Из *A-4* и *B-2* (с литием); *D-2* — средние *p* и *t*. Перегретый пар из очага средней глубины и при развитии *A-1* в присутствии CO_2 и H_2S. *III* — гидрокарбонатно-натриевые: *D-1* — среднее *p*, высокая *t*. Перегретый пар из очага средней глубины или при развитии *A-1* в присутствии CO_2, H_2S; *E-3* — среднее *p*, средняя *t*. При конденсации *D-1* или *E-2* с последующими реакциями с силикатными породами; *E-2* — средние *p* и *t*. Газовая фаза богатая CO_2, выделившаяся из *A-2* и *E-1*.

1 — тип воды; *2* — жидкая фаза; *3* — газовая фаза; *4* — твердый осадок

нататовая, железорудная магнетитовая ангаро-илимского типа и некоторые другие.

Наряду с рудными формациями монофациальных вулканогенных комплексов нередко встречаются месторождения, рудные поля и районы, отвечающие полифациальным комплексам. Таково, в частности, уникальное месторождение Акенобе в Японии, приуроченное к вулканическому куполу, оловорудные месторождения Малого Хингана, месторождение Актюз в Средней Азии и др.

Об источниках рудного вещества при формировании вулканогенных месторождений

Рудообразование обычно завершает формирование вулканогенных комплексов. Однако это еще не определяет источников рудного вещества, каковыми могли быть: 1) первичная магма, поступавшая в верхние очаги; 2) дифференцированные магмы верхнего очага; 3) экструзивы, а также сопровождающие их субвулканические и гипабиссальные интрузивы; 4) породы, вмещавшие вулканогенный комплекс. Имеющиеся геохимические и геологические данные показывают, что рудные компоненты присутствуют во всех субстанциях, но в разных соотношениях, и первой задачей геолога является выяснение, с какой или какими из них преимущественно связана промышленная минерализация.

В настоящее время, однако, доказать с исчерпывающей полнотой генетическую связь рудного вещества с субвулканическими образованиями и, тем более, с экструзивами или эффузивами, т. е. обосновать питание рудоносных растворов этими порциями магматического материала, не представляется возможным. Более того, если учесть их малый объем, то это предположение во многих случаях оказывается невероятным, поэтому многие исследователи широко используют идею о парагенетической связи, понимая под ней один и тот же глубинный, но не вполне определенный источник, чаще всего магматический очаг, поставлявший как магматический материал, так и рудоносные растворы.

Неоспоримым фактом, относящимся к рассматриваемой проблеме, является пространственная связь оруденения с вулканогенными комплексами. Но такая связь может быть также объяснена и часто рассматривается как структурная, выражающаяся в приуроченности оруденения к вулканическим жерлам и сопровождающим их структурам. Она также может объясняться тепловым эффектом этих магматических образований, приводящим к разогреванию системы и выщелачиванию горячими химически активными растворами, какого бы происхождения они ни были, рудных компонентов из вмещающих пород.

Важным фактом является установление связи во времени между магматическими и рудными образованиями. Действительно, установление нижних и верхних совпадающих пределов времени вулканизма и рудообразования сильно ограничивает понимание такой связи как только структурной. Однако нередко мы сталкиваемся с явлениями растянутости постмагматического процесса. Например, в целом ряде месторождений (Крипль-Крик, Комсток в США, в Джульфе в Нахичеванской АССР) гидротермальная деятельность еще не закончилась и в настоящее время. Это приводит к явлениям переотложения рудных компонентов и создает представление об отрыве во времени рудной минерализации от магматических образований, с которыми она пространственно связана. В таких случаях полезна количественная оценка продуктивности последовательных этапов рудообразования. Примеры выделения таких продуктивных этапов среди малопродуктивных (Кафан в Армении, Кызыл-Таштык в Туве, Южный Казахстан и др.) делают использование этого критерия более объективным.

Следующим фактом, важным для рассмотрения данного вопроса, является перемежаемость вулканических проявлений и минерализации. Многочисленные факты интрарудных эксплозий и даек, относящихся к одному и тому же комплексу, говорят о сопряженности рассматриваемых процессов, в той или иной степени проливающей свет на источники рудных компонентов. Этот критерий должен рассматриваться в связи с общим ходом развития рудоносных комплексов и происходящих при этом геохимических процессов, среди которых постмагматические процессы являются непосредственным продолжением формирования вулканогенных комплексов. Обычно это доказывается единым набором элементов-примесей, проходящих через все этапы магматического и постмагматического процессов. Данное обстоятельство очень трудно увязать с представлениями только о структурной связи оруденения с вулканогенными образованиями, а также о заимствовании рудных веществ только из вмещающих пород.

Такой же вывод вытекает из соответствия фаций глубинности магматических, метасоматических и рудных образований. Выделенные автором три типа фаций вулканогенных комплексов характеризуются свойственными им постмагматическими образованиями, что, очевидно, также невозможно увязать с узкоструктурными или латераль-секреционными представлениями.

Минералого-геохимические критерии связи оруденения с магматизмом, недавно рассмотренные на современном уровне М. Фаворской (1965), привели к выявлению ряда рудных компонентов в акцессориях субвулканических образований. Эти данные, а также повышенные кларки ряда металлов (например урана, тория, редких элементов и других) в последовательно формирующихся породах вулканогенных комплексов недвусмысленно указывают на общую связь оруденения с магматизмом. Это подтверждает и образование первичных рудных ореолов вокруг субвулканических интрузивов.

Тесная связь оруденения с вулканизмом установлена на месторождениях верхнеплиоценового и четвертичного возраста, например, на полиметаллических месторождениях Сицилии, Греции, Мацароне в Испании, медных месторождений Индонезии, на крупном месторождении ртути в жерле вулкана Монте-Амиата и на некоторых позднетретичных месторождениях урана (Мерисвейл в США и др.). Еще более убедительны факты концентрации руды в отложениях термальных источников современных вулканических областей: промышленные скопления киновари в Сульфур-Бенк в Калифорнии, опалитовые месторождения ртути США, месторождения бора, серы в Японии и других районах.

Очень интересные факты о характере рудообразующих растворов были недавно установлены при бурении скважины глубиной 1585 *м* в нефтяном районе возле Ниланда (Империал Валлей в Южной Калифорнии).

По данным Д. Уайта, Е. Андерсона и Д. Груббса (White, Anderson, Grubbs, 1963), эта скважина пройдена в гидротермально измененных глинистых сланцах и аргиллитах плиоценового и дотретичного возраста. Вблизи нее проходят крупный сброс и цепь риолитовых и обсидиановых куполов. Скважиной был вскрыт водоносный горизонт с сильно концентрированными горячими растворами, содержащими настолько много калия, лития, меди, серебра и других тяжелых металлов, что при опытной откачке в дренажных трубах откладывался осадок со следующими содержаниями (в %): меди около 20, железа 7, серебра 2, сурьмы 0,3, марганца 0,5, мышьяка 0,15, бора 0,15, свинца 0,2, галлия 0,2, бериллия 0,07, бария 0,015, серы 8, а также тысячных и десятитысячных долей висмута, германия, стронция, никеля, кобальта, хрома, олова и ванадия. Температура раствора или, как его называют американские геологи, рассола превышала 270° и достигала 370° С. Рентгеноструктурный ана-

лиз осадка показал, что он состоит из аморфного железосодержащего осадка типа сульфида, близкого к борниту.

Изменение пород носит зеленокаменный характер (развиваются хлорит, эпидот, альбит), но при этом имеет место не уменьшение, а увеличение удельного веса измененной породы. Полученные данные привели авторов к выводу, что обнаруженные рудные рассолы являются остаточными флюидами, «... с которыми связано образование многих рудных месторождений в геологическом прошлом» (Уайт, Груббс, 1965).

В большинстве случаев формы связи оруденения с магматизмом многообразны. Например, для Хингана Г. Ициксон выделяет слабое оловянное оруденение, связанное с экструзивами, затем более интенсивное, ассоциированное с субвулканическими интрузиями так называемого обманийского типа, и наиболее интенсивное оруденение, парагенетически связанное с трещинными комагматическими интрузиями гранит-порфиров. Последние формировались в условиях более открытой системы при быстром падении давления, температуры и полной потери летучих. Такое оруденение, выраженное типичной сульфидно-касситеритовой формацией, по мнению указанного автора связано с более глубоким очагом, чем объясняется и большое распространение его на глубину (рис. 228).

Приведенные данные о тесной связи различных месторождений с экструзивами, субвулканическими и вулканогенно-интрузивными образованиями основаны на большом фактическом материале. Однако это совсем не значит, что рудные скопления целиком или большей частью формировались за счет рудных веществ, выносившихся магмой именно из этих образований. Уже неоднократно указывалось на несоответствие соотношений малых по объему магматических тел, ассоциированных с ними крупных рудных скоплений. Простой расчет объемов, например по месторождению Кафан в Армении, приводит к заключению о том, что объем рудной массы превышает корреспондирующий ему объем субвулканических интрузивов кварц-порфиров, с которыми они связаны, минимум в 3—4 раза.

Следовательно, основным источником вещества при вулканогенном рудообразовании могут быть: 1) магматические очаги, питавшие субвулканические интрузивы и вулканы; 2) перегретые растворы, приводившие к магмообразованию и являвшиеся, по мнению Д. Коржинского, трансмагматическими и вместе с тем и главными носителями тепла; 3) породы, по которым растворы продвигались.

Остановимся на этом вопросе подробнее.

Если принять размеры питающего вулканического очага $5 \times 4 \times 3$ *км*^{3}, то расчеты показывают, что даже при кларковых содержаниях порядка $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$ того или иного металла и при выделении в виде летучих только $^1/_4$ общего его количества, заключенного в очаге, может быть выдано 1,5—2,0 млн. *т* этого вещества. Однако если исходить из средних статистических данных, надо иметь в виду, что в рудные скопления попадает только около 1—2% общего количества металла. При таких допущениях можно ожидать образования месторождений с запасами 15—20 тыс. *т* металла, т. е. месторождений небольшого масштаба.

Таким образом, для образования крупных месторождений цветных, редких и радиоактивных металлов одного источника, лежащего в вулканических очагах, по-видимому, недостаточно. Рудоносные вещества должны поступать также из еще более глубоких очагов. Таковыми могли быть трансмагматические растворы в понимании Д. Коржинского или восходящие горячие растворы зоны дегранитизации и развития пород гранулитовой фации в связи с образованием первичных магм подкоровых очагов.

За счет этого первичного источника могла формироваться рассеянная минерализация, переработка которой при перманентной вулканиче-

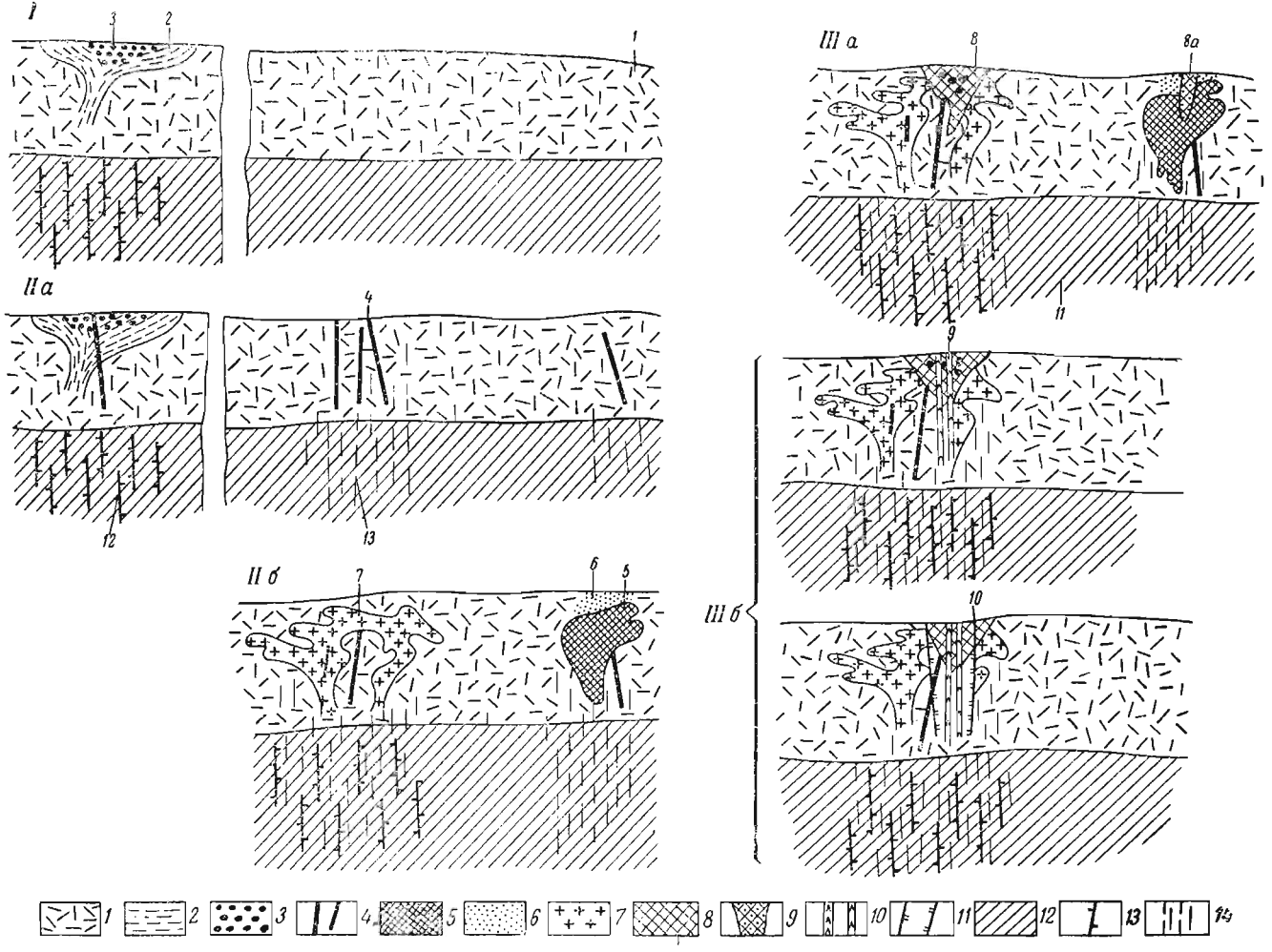


Рис. 228. Схема формирования вулканогенного комплекса и рудной минерализации Малого Хингана. *По Г. Ицксон*

I — эффузивная фаза; *II* — интрузивная фаза (*IIа* «прединтрузивные» дайки порфиритов и диабазов, *IIб* — интрузии гранит-порфиров); *III* — гидротермальная стадия (*IIIа* — ранняя, *IIIб* — поздняя). *1* — кварцевые порфиры; *2* — экструзии кварцевых порфиров; *3* — месторождение риолитовой формации («деревяннстый касситерит»); *4* — прединтрузивные дайки порфнритов и диабазов; *5* — интрузии гранит-порфиров обманийского типа; *6* — оловоносные грейзены; *7* — интрузии гранит-порфиров хинганского типа («гигантские дайкн»); *8* — слабооловоносные серицнт-хлорит-кварцевые породы, ассоцнирующие со взрывными брекчиями; *9* — оловоносные сндерофиллнт-кварцевые породы; *10* — «межрудные» дайки порфиритов; *11* — оловоносиый штокверк; *12* — древние доэффузивные породы; *13* — зона главного эффузивного разлома; *14* — интрузивные разломы. Месторождення переходной оловорудной формации — *6—9*; сульфидно-касситеритовой — *8—11*

ской и поствулканической деятельности могла служить конкретным источником рудообразования.

Таким образом, проблема источников рудного вещества разбивается на ряд частных проблем — проблему первичного поступления рудного вещества, являющуюся в значительной мере регионально-геохимической, и проблему последующего его перераспределения, являющуюся энергетической и рудогенетической.

ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из рассмотрения геологических и физико-химических условий образования месторождений, связанных с вулканическими процессами, следует, что они далеко не однородны. Эта неоднородность обусловлена режимом вулканических и поствулканических процессов в различной физико-химической обстановке, зависящих от особенностей геологического развития контролирующих их структур земной коры. Такие особенности и были положены в основу выделения типов вулканогенных месторождений, предлагавшихся А. Семеновым, Г. Щербой, В. Котляром и др.

Используя для типизации имеющиеся критерии и сохраняя в качестве главного генетический признак, что позволяет вписать рассматриваемые месторождения в общую классификацию минеральных месторождений, можно выделить следующие главные типы вулканогенных месторождений.

1. Наземные и приповерхностные газо-гидротермальные вулканические месторождения, связанные преимущественно с вулканическими комплексами.

2. Близповерхностные субвулканические гидротермальные месторождения, связанные с разнообразными по составу и геологическим условиям субвулканическими комплексами.

3. Глубинно-вулканические месторождения, связанные преимущественно со сложными вулканогенно-интрузивными комплексами.

Вулканические месторождения

Эти месторождения формируются у поверхности земли из газовых и термальных растворов, преимущественно состоящих из вод атмосферного происхождения (более 95%). Температура их до 300° С, давление низкое — до 20 *атм*. Растворы — кислые сульфатные или слабощелочные. Температура фумарол, сольфатар и паровых струй меняющаяся. В начальные стадии после извержений она достигает 600° и даже 1000° С (Катмаи), затем через сравнительно короткие промежутки времени падает до 330° (Лардерелло, Италия) и даже 200—100° С (Паужетка на Камчатке).

Примерами вулканических месторождений могут служить месторождения серы и ртути.

Сера. Образование месторождений самородной серы связано с процессами интенсивного окисления сероводорода. Г. Власов (1958) выделяет четыре генетических типа этих образований: 1) поверхностные отложения у фумарол и источников; 2) серные потоки; 3) метасоматические месторождения; 4) кратерно-озерные вулканогенно-осадочные отложения.

Эксгаляционные отложения серы связаны с окислением H_2S и реакциями между ним и сернистым газом, а также с конденсацией серных паров. Часто сера осаждается на ранее отложенных сульфидах железа, но иногда отмечается чередование прослойков серы с сульфидами железа. Мощность покрывающих слоев серы иногда достигает 1 *м*.

Серные потоки, по-видимому, являются уже вторичными образованиями в связи с расплавлением ранее отложенных ее масс. Такие потоки, содержавшие 99% серы, излившиеся из вулкана Сиретоко-Иоцан в Японии, привели в 1936 г. к образованию месторождения с запасами серы около 200 тыс. *т* в течение нескольких месяцев (Шнейдерхён, 1958).

Главное значение имеют метасоматические скопления самородной серы, которые образуются на глубине порядка десятков и даже сотен метров среди серных кварцитов и нередко слагают крупные площади. Такие образования формируются вдоль разломов и представлены крупными телами плитчатой или трубчатой формы. Последние прослеживаются на глубину до 100—120 *м* и, очевидно, характеризуют пути подъема гидротерм.

Серные кварциты окаймляются алунитовыми или каолинизированными породами, а далее иногда серицитовыми и слабопропилитизированными породами. На глубине серные кварциты сменяются марказитовыми образованиями с примесью пирита, количество которого с глубиной увеличивается. Смена серных кварцитов сульфидоносными отвечает границе окислительной и восстановительной обстановки среды.

Главными условиями образования метасоматических месторождений серы Г. Власов считает диссоциацию сероводорода вследствие охлаждения кислых растворов и высокую степень окисления серы в приповерхностной обстановке. Вулканическая природа серы подтверждается данными ее изотопического состава.

Ртуть. Ртутная опалитовая формация издавна считается классической по приуроченности к вулканогенным породам и по непосредственной связи с вулканическими породами. Месторождения этой формации, широко развитые в Калифорнии и Неваде в США, описывались К. Россом, С. Шуэттом, Д. Уайтом и др. Они встречаются также в Италии, где к их числу принадлежит крупное месторождение Монте-Амиата, месторождения в Японии, в Чили, на Камчатке и в других районах.

Особенность этих месторождений заключается в их локализации среди вулканитов или иных пород районов третичного или четвертичного вулканизма и современных термальных источников (Сульфур Бенк в Калифорнии и Стимбот-Спрингс в Неваде), а также ассоциация ртутной минерализации с опалом, кристобалитом, самородной серой, иногда с галлуазитом, алунитом, каолинитом, карбонатом или цеолитом. Руды часто содержат также реальгар, антимонит, марказит, метациннабарит, пирит, ярозит, гипс и другие сульфаты, реже сульфиды цинка, меди и углеводороды.

В наиболее крупных месторождениях Тосканы в Италии и Калифорнии в США оруденение характеризуется прожилковыми зонами, вкрапленниками, гнездами, представляющими собой результат выполнения пустот, примазками, налетами и др. Изменение вмещающих пород проявлено в опализации, монтмориллонитизации, галлуазитизации и цеолитизации.

По данным Д. Уайта и С. Робертсона, месторождение Сульфур Бенк в США формировалось на глубине до 90 *м* от поверхности из растворов при температуре, достигавшей 80° С при pH 6,6—7,5. Подобный характер имеют и реальгаровые месторождения Джульфы на Кавказе, Казызмана в Турции и др.

Субвулканические месторождения

Под субвулканическими понимаются гидротермальные месторождения, формирующиеся вблизи от поверхности земли на глубинах до 1000—1500 *м* из растворов смешанного происхождения. Наиболее типичными представителями этой группы являются формации золото-серебряная, богатая серебром полиметаллическая (Мексика), медно-мышья-

ковая, молибден-урановая, флюоритовая, антимонит-ферберитовая, предположительно сульфидно-касситеритовая, бертрандитовая и некоторые другие.

Золото-серебряная формация является особенно характерной в этой группе. Месторождения этой формации размещаются, как правило, в вулканитах в тесной пространственной связи с субвулканическими интрузивами андезит-диоритового, дацитового, липаритового и отчасти субщелочного натрового состава (Крипль-Крик в США), на унаследованных поствулканических разломах и сопряженных с ними структурах, а также в типичных вулканических структурах (Тонапа в США, Сопка рудная на Чукотке), в том числе и в вулканических жерлах (Крипль-Крик, Комсток, Бессик, Булл-Доминго в США (Lovering, Goddard, 1950), Нагиаг в Румынии (Ghitulescu, Socolescu, 1935) и др.). Г. Волорович выделил в Приморье белогорский тип месторождений, связанных с экструзивами. Некоторые месторождения располагаются в вулканитах в связи с дайками основных пород, или даже совсем лишенных всяких интрузий (Балей, Тасеевка в Забайкалье и др.).

Глубина формирования рассматриваемых месторождений в большинстве случаев находится в пределах сотен метров, но имеются месторождения, с одной стороны, переходящие в приповерхностные, формировавшиеся лишь на расстоянии десятков метров от поверхности земли и, с другой, — дающие переходы уже в глубинно-вулканогенные, с глубиной образования, превышающей 1—1,5 *км*. Гидротермальное изменение вмещающих пород весьма типично и имеет характер пропилитизации, в связи с чем Г. Власов эту формацию рассматривает как пропилитовую. Однако во многих случаях пропилитизация здесь сочетается с серицитизацией, адуляризацией и приконтактовым окварцеванием типа вторичных кварцитов, а в некоторых случаях с алунитизацией и аргиллизацией.

Особенностью месторождений является их жильный, прожилковый и штокверковый характер с отложением руд в открытых трещинах, о чем можно судить по типичным крустификационным, жеодовым и кокардовым текстурам руд. Метасоматоз имеет подчиненное значение. Обращает на себя внимание широкое развитие колломорфных руд, причем кремнистый, колломорфный, опаловидный кварц или халцедон нередко слагают жилы почти по всей их мощности (Тасеевка в Забайкалье). Карбонаты и сульфиды присутствуют лишь в небольшом количестве.

Золото обычно мелкое, зеленоватое, сильно серебристое, часто связано с пиритом, шлиха большей частью не дает. Характерно спорадическое кустовое распределение богатых так называемых бонанцевых руд, при сравнительно небольших или средних масштабах большинства месторождений. Однако некоторые из месторождений отличаются чрезвычайным богатством руд, и содержание золота в них достигает 3 и даже 5% (Агатовское месторождение в Магаданской области). Известны также и достаточно крупные месторождения такие, как Крипль-Крик, Комсток, Голдфилд в США и др.

Интересно, что присутствие золота и серебра в заметных количествах наблюдается и в районах современного вулканизма, например, в кремнистых отложениях горячих ртутьсодержащих источников Стимбот в Неваде.

Кварц-халцедоновые жилы с золотом часто содержат теллуриды и селениды, что дает основание выделять соответствующие типы месторождений и руд. Теллуриды представлены калаверитом, креннеритом, алтаитом и другими минералами и образуют коркообразные, обычно поздние скопления.

Другие рудные минералы представлены пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, блеклыми рудами, пираргиритом, антимонитом. Среди жильных минералов кроме кварца

и халцедона встречаются адуляр, карбонат (нередко марганцовистый), алунит, серицит, каолинит, иногда флюорит и барит. Золото часто ассоциируется с сульфидами, особенно с пираргиритом (Балей в Забайкалье).

Близкими к Балейскому месторождению являются некоторые месторождения Японии (Watanabe, 1942), Филиппин и Индонезии.

Несмотря на распространение отдельных месторождений на глубину до многих сотен метров, они, несомненно, связаны со сравнительно неглубокими очагами, являющимися источником вулканитов, связанных с ними субвулканических интрузивов и рудной минерализации. В минерализации выделяется несколько стадий, а иногда и этапов. В некоторых месторождениях, например, в Нейшионел в Неваде и Оатмен в Аризоне, по данным Т. Нолана (1936), отмечалось относительное обогащение золотом каждой последующей стадии рудообразования. В месторождениях Вайн в Новой Зеландии, Эль-Оро в Мексике рудные тела перекрыты поздними вулканитами, в которых отмечается лишь слабая минерализация и изменение. На близповерхностное формирование руд указывают расположение рудных тел в жилах среди брекчий кальдерного обрушения (Крипль-Крик), а также данные о приуроченности золотого оруденения к верхним частям некков в Закарпатье и Румынской Трансильвании.

Богатая серебром полиметаллическая формация Мексики и примыкающие к ней месторождения с оловом или молибденом также относятся к субвулканическим. Месторождения Пачука, Вета Мадре в Мексике, Пулакайо в Боливии и другие связаны с третичными экструзивами андезитов, риолитов и трахитов, но рудные жилы приурочены к крупным унаследованным нарушениям и имеют более выдержанный характер и столбообразное строение. Глубина распространения руд достигает 600 *м* и более.

В строении жил, их минеральном составе, характере минеральных ассоциаций и стадийности рудообразования есть много общего с золото-серебряными месторождениями, а их геологическое положение — связь с субвулканическими образованиями, геологические структуры и внутреннее строение сближают их еще больше. В месторождении Эсмеральда в Мексике, по данным М. Фаворской, интрузив монцонит-порфиров, с которым ассоциировано оруденение, постепенно переходит в андезиты. При этом рудные образования пересекаются внутриминерализационными дайками липаритов, которые, в свою очередь, пересекаются карбонатной жилой с флюоритом.

Медно-мышьяковая (энаргитовая) формация, представленная известным районом Бьютт-Монтана в США и некоторыми другими небольшими месторождениями, уже по одному составу руд (развитие энаргита) не может рассматриваться как глубинная, плутоногенная.

На этих рудниках соотношения оруденения и магматических образований были изучены недостаточно. Долгое время оруденение связывалось с монцонитами батолита Бьютт, в которых руды располагаются, и не обращалось внимания на субвулканические образования кварц-порфиров и риолитов.

Уже в последних работах обращается внимание на присутствие жерловых риолитов, которые В. Перри в отличие от ларамийских монцонитов относит к среднетретичным. Выделяющиеся два этапа рудной минерализации — послекварцпорфировый и послериолитовый — указывают на то, что оруденение тесно связано с субвулканическими образованиями.

Интересно, что другие месторождения этой или близкой формации, например, Матрабания в Венгрии, а также Серро де-Паско в Перу и другие явно связаны с древними вулканическими аппаратами (Hecke,

1938; Kuhn, 1941; Parker, 1954, Schmitt, Harrison, 1950) и в этом отношении проливают свет и на происхождение месторождений Бьютт.

Молибден-урановая (смолково-молибденитовая) формация представлена месторождениями, приуроченными к древним вулканическим аппаратам, часто располагающимися в них или в линейных сопровождающих их структурах, отражающих омоложенные магмопроводящие разломы и блоковые нарушения. Они также связаны с дайками кислого или основного состава, а иногда и с комагматическими гипабиссальными гранитоидами, завершающими формирование комплексов, о чем можно судить по сходному комплексу элементов-спутников в рудах и породах. Однако оруденение теснее связано с субвулканическими образованиями. На это указывает близповерхностный характер минерализации, развитие колломорфных текстур, в частности урановой смолки, иордизита, халцедоновидного или опаловидного кварца, и близповерхностные типы гидротермального изменения — аргиллизация, окварцевание, серицитизация. Примером этой формации является месторождение Мерисвейл в США и многие другие.

К группе субвулканических месторождений должны быть отнесены также месторождения уран-мышьяковой субформации с самородным мышьяком, ассоциированные с субвулканическими образованиями.

Флюоритовая формация относится к субвулканическим образованиям на основании приуроченности ряда месторождений этого состава к вулканическим жерлам или интрузивам и дайкам субвулканического характера (Урулюнгуевские, Стрельцовские, Абагайтуйские и другие месторождения в Забайкалье).

Антимонит-ферберитовая формация и ее ртутно-сурьмяно-вольфрамовая разновидность, имеющие значительное распространение на Кавказе (месторождения Зопхито, Ноцарское, Сагебское, Хуландой), в Боливии (Анкороимес, Асенссион, Сольвадоро), в США (Иеллоу Пайн, Атолия) явно связаны с субвулканическими образованиями. Некоторые месторождения, например Барун-Шевия и Ново-Ивановское в Забайкалье, рассматриваются А. Щегловым как телетермальные, но их геологическое положение, структуры и особенно состав руд свидетельствуют об общности их происхождения с другими месторождениями, связанными с субвулканическими образованиями.

Как тип эпитермальных месторождений, залегающих в тесной связи с андезитами и риолитами и субвулканическими интрузивами, эта формация выделена Т. Ловерингом (районы Сан-Жуан и Баулдер-Каунти в Колорадо). О субвулканической природе месторождений этой формации можно судить по близповерхностному характеру минерализации, текстурам и структурам руд, изменениям вмещающих пород, а также по наличию в рудах некоторых месторождений золота, серебра и теллуридов, указывающих на связь этой формации с золото-серебряной. Описанию месторождений данной формации посвящены статьи А. Щеглова, Г. Твалчрелидзе, К. Чичинадзе и др.

Сульфидно-касситеритовая формация в некоторой ее части также может быть отнесена к данной группе. Е. Радкевич, М. Фаворская (1965), М. Руб, Н. Василькова (1959) и другие многие месторождения Кавалеровского рудного района связывают с субвулканическими интрузивами и дайками; эти месторождения характеризуются почти всеми чертами, отличающими месторождения данной группы.

Бертрандитовая формация представляет собой новый тип бериллиевых месторождений, тесно связанных с субвулканическими интрузивами и дайками. Месторождения хр. Томас в штате Юта в США располагаются в риолитовых туфах и туфобрекчиях третичного возраста, связаны с риолитовыми штоками и дайками и представлены бертрандитовой (гельбертрандит и сферобертрандит) минерализацией, ассоци-

ирующейся с флюоритом, халцедоном, опалом, кальцитом, цеолитом, монтмориллонитом и гипсом, и проявленной в виде выполнения миндалин.

Подобное месторождение Ахуачили в Мексике явно приурочено к третичному вулкану.

Глубинно-вулканические месторождения

В эту третью группу вулканогенных месторождений входят многочисленные, разнообразные по составу и важные в промышленном отношении объекты, отличающиеся от субвулканических большей глубинностью и обычной связью с вулканогенно-интрузивными комплексами, формирование которых завершается гипабиссальными интрузиями.

Примерами рудных формаций рассматриваемой группы могут служить медные прожилково-вкрапленные месторождения, месторождения молибдена типа Клаймакса в США и Шахтомы в Забайкалье, медно-турмалиновые типа Брадена в Чили, сложные бертрандит-фенакитовые месторождения.

Некоторые из рассматриваемых месторождений обнаруживают переходы в группу субвулканических, но многие из них являются вполне обособленными. То обстоятельство, что месторождения ассоциируются с гипабиссальными интрузивами, является поводом для включения их в плутонический ряд (Douglas, 1957), на чем также настаивают Д. Горжевский и В. Козеренко. Однако приуроченность их к вулканическим жерлам, трубкам взрыва и другим вулканическим структурам, а также строение, частая телескопированность оруденения, проявление концентрической и вертикальной зональности, соотношение минерализации с магматическими образованиями не оставляют сомнений в необходимости выделения такой группы. Именно эта группа месторождений выходила из рамок классификации В. Линдгрена и заставила А. Баддингтона, А. Грейтона, Ч. Парка и др. усложнить ее введением дополнительных групп ксенотермальных и лептотермальных месторождений.

Вероятным условием образования этих месторождений являлся перепад давления, сопровождавший начальные явления вулканизма, а затем выкипание рудообразующих растворов и быстрое выпадение высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций (Коржинский, 1962).

В связи с этим отмечаются не только явления телескопирования, но и появление в метасоматических колонках зон турмалинизации, грейзенизации и скарнообразования, более характерных для плутоногенных гидротермальных образований.

Формацию месторождений медных прожилково-вкрапленных руд, включающую образования, в большинстве случаев приуроченные к вулканическим структурам, можно считать типичным представителем рассматриваемой группы. Лишь в единичных месторождениях, в частности в месторождениях Армении, эти признаки малозаметны.

Месторождения этой формации характеризуются следующими особенностями: 1) связью с малыми порфировыми интрузивами, обычно входящими в состав сложных вулканогенно-интрузивных комплексов; 2) рассеянным характером первичных руд; 3) элементами телескопированности оруденения и в связи с этим комплексным их характером, выражающимся наличием, кроме меди, также молибдена и часто золота; 4) связью с вторичными кварцитами приконтактового типа; 5) присутствием таких минералов, как энаргит (Чуквикамата в Чили), ангидрит, гипс и др.

В качестве характерной черты месторождений еще А. Локк указал на то, что монцонитовые порфиры представляют собой верхние части «магматической трубы (igneous telescope), которая, последовательно

проникая, закончилась штоком монцонитового порфира». Н. Наковник и К. Газизова (1957) более определенно связывают эти месторождения с древними вулканами. Ряд недавно открытых месторождений в Перу (Токепала, Келавеско, Куахоне и др.) приурочен к древним вулканам. В некоторых месторождениях отмечается, что в первые стадии имела место рассеянная минерализация, сопровождавшаяся высокотемпературным изменением пород и гидротермальным «пропариванием» (Алмалык в Узбекистане, Бингхем в США), а затем, в связи с более поздними проявлениями магматической и тепловой активности, происходило переотложение рудного вещества в участках дробления под воздействием прогретых жидких растворов.

Формация молибденовых месторождений типа Климакса в США, а также Шахтомы в Забайкалье, Соры в Красноярском крае, Жирекена в Забайкалье и др. также должна быть отнесена к данному классу. Геологическое положение в зонах активизации, связь с порфировыми интрузивами, контроль их глубинными разломами, а главное — приуроченность их к вулканогенным структурам центрального типа или трубкам взрыва и специфические черты минерализации и изменения пород имеют много общего с медными прожилково-вкрапленными месторождениями. В. Вандервильт и Р. Кинг, которым принадлежат наиболее полные и детальные описания месторождения Климакс, сравнивая его с медными прожилково-вкрапленными месторождениями, отмечают, что в последних закономерной примесью является молибден, а в Климаксе и ему подобных — медь.

Медно-турмалиновая формация, включающая такие месторождения, как Браден в Чили, Кактус в США и некоторые другие, связаны с третичными вулканитами и трубками взрыва. Интересно, что в рудах этих месторождений наряду с обильным турмалином и халькопиритом присутствуют такие минералы, как гематит, энаргит, ангидрит и гипс. Вместе с тем глубина образования руд, например, в Брадене оценивается Д. Мак-Лафлином в 1200 *м*.

Бертрандит-фенакитовая формация, выделенная А. Гинзбургом и Н. Заболотной, связана с субвулканическими гранит-порфирами, гранофирами, риолитами или риолито-дацитами. Месторождения этой формации представлены минерализованными некками или метасоматическими телами и линзами грейзенов и выявлены в Средней Азии и Сибири. Месторождения характеризуются обилием флюорита, но отличаются большей глубинностью, чем субвулканическая бертрандитовая формация.

Сложные месторождения в Средней Азии, близкие к этой формации, отличаются их приуроченностью к трубкам взрыва и выполняющим их гранофирам и весьма сложным составом руд.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Бабкин П. В. Геологические и минералогические особенности месторождения ртути на Чукотке. «Сов. геология», 1961, № 8.

Башарина Л. А. Вулканические газы на разных стадиях активности вулканов. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Лабор. вулканологии, вып. 19.)

Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. «Сов. геология», 1965, № 1.

Берман Б. И. и Аргентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом. «Геохимия», 1965, № 3.

Борсук А. М. и Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. «Изв. АН СССР», серия геол., 1964, № 4.

Василькова Н. Н., Теремецкая А. Г., Шацкая В. Т. Оловорудные месторождения, связанные с субвулканическими телами. «Сов. геология», 1959, № 10.

Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. Лабор. вулканологии, вып. 13.)

Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. Алма-Ата, 1963. (Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 2.)

Власов Г. М. и Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд-во «Недра», 1964.

Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. Госгеолтехиздат, 1957.

Геохимия современных поствулканических процессов. Изд-во «Мир», 1965.

Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. Перевод под ред. А. Н. Заварицкого. Изд-во иностр. лит., 1949.

Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Елисеева О. П. Самгарские кварцевые порфиры как пример сопряженности интрузий и эффузий. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИГЕМ, вып. 27.)

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 14.)

Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 2.

Иициксон Г. В. [и др.]. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27, 1959.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Лабор. вулканологии, вып. 19.)

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных м-ний», 1962, № 5.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Сов. геология», 1955, № 43.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1960, № 10.

Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм. В сб.: «Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Мархинин Е. К. О количестве ювенильной воды, участвующей в вулканических взрывах. «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 3.

Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Лабор. вулканол., вып. 24.)

Невский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. «Геология рудных м-ний», 1960, № 2.

Нолан Т. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. В сб.: «Геология рудных м-ний западных штатов США», Изд-во геол. лит., 1936.

Проблемы эндогенных месторождений. Т. 2. Изд-во «Мир», 1964.

Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Соболев В. С. и Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.

Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Хитаров Н. И. Задачи исследований в районах современного вулканизма в связи с вопросами глубинного рудообразования. Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. Лабор. вулканол., вып. 13.)

Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. «Геология рудных м-ний», 1964, № 1.

Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. «Геология рудных м-ний», 1960, № 5.

Шнайдер М. С. и Астафьев М. П. Магматогенные брекчии Ново-Золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения в Рудном Алтае. «Сов. геология», 1965, № 5.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В сб.: «Полиметаллические м-ния Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.

Щерба Г. Н. К систематике вулканогенных месторождений Казахстана. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1963, вып. 2/52.

Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. В сб.: «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Billings, Marland P. Ring-dikes and their origin. Trans. New York Acad. Sci., Ser. 2, vol. 5, No. 6, 1953.

Borchert H. Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdkruste. Geol. Rundschau, 39, s. 81—94, 1951.

Barbunk W. S. Structural control of ore deposition in the Red Mauntain, Colo. Sci. Soc. vol. 14, No. 5, 1941.

Broadhurst E. Herberton Tinfield. Geology of Australian ore deposits. 5 Min. and Met. Congr. Melbourne, 1953.

Clariond L. Etudes stratigraphiques sur les terrains du Sud Marocain. Assoc. pour l'Etud. Geol. Medites Occid, No. 12, 1935.

Douglas G. V. Pipe-like ore bodies in plutonic rocks. Econ. Geol., vol. 52, No. 5, pp. 578—581, 1957.

Hecke A. Die jungvulkanischen Gold-Silver-Erzlagerstätten des Karpathenbogens. Archiv F. Lagerstättenforschung, 1938, H. 66.

Howell F., Molloy J. Geology of the Braden orebogy. Chile. Econ. Geol., vol. 55, No. 5, 1960.

Ghitulescu T. P., Socolescu M. Relations entre la tectonique et la métallogenèse dans le Quadrilatère aurifere des monts Apuseni (Roumanie) Congr. Intern. Min. Met. Geol. Appl., 1935, t. 1.

Kuhn T. H. Pipe deposits of the copper Creek area Arisona. Econ. Geol., vol. 26, No. 5, 1941.

Luedke R., Burbank W. Ring-fractured bodies in the Silverton caldera, Colorado. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, No. 400—B.

McAnalty W. N., Sewell C. R., Atkinson D. R., Rasberry J. M. Aguachile beryllium-bearing fuorspat district, Coahuila, Mexico. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 74, No. 6, 1963.

Macdonald G. A. Vulcanology sci., vol. 133, No. 3454, 1961.

Mason A. Vulcan Tin Mine. Geology of Australian ore deposits. 5 Min. and Met. Congr. Melbourne, 1953.

Nordike. Mining of Anaconda company Nev. Explosives Engr., vol. 33, No. 6, 1955.

Lovering T. S., Goddard E. N. Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 223, 1950.

Parker R. L. Alunitic alteration at Marysvale Utah Ph. D. thesis, Columbia Univ. 1954.

Pereira J. Reflections on ore genesis and exploration Mining Mag. 1963, 108, No. 1, 1963, No. 12, 46.

Perry V. D. The significance of mineralized breccia pipes. Mining Engng, vol. 13, No. 3, 1961.

Schmitt Harrison. Origin of the epitermal deposits. Econ. Geol., vol. 45, 1950.

Schumacher F. Die Lagerstätte der Trepca und ihre Umgebung. Belgrad, 1950, Erzmetall 4, 1951. S. 19/23.

Watanabe T. Epithermal deposits in Japan Ore deposits as related to structural feature, 1942.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin Bullet. Geol. Soc. Amer., vol. 68, 1957.

White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geotermale brine well, mile-deep drill hole may tap ore-bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. Sci., vol. 139, No. 3559, 1963.

Wisser E. Tectonic analysis of a mining district Pachuca Mexico, Econ. Geol., vol. 46, 1951.

Wisser E. Relation of ore deposition to doming in the North American Cordillera. The Geol. Soc. Amer., Mem. 77, 1960.

Глава девятая ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Понятие «телетермальные месторождения» не является общепризнанным; в ряде существующих классификаций рудных месторождений такой группы нет, хотя их авторами и выделяются классы «удаленных», «низкотемпературных», «эпитермальных» и других месторождений, характеризующихся специфическими особенностями, резко отличающими их от месторождений других типов. Такими особенностями являются: удаленность от рудогенерирующих очагов и отсутствие признаков не только прямой генетической, но даже часто и пространственной связи с изверженными породами; низкая в общем температура образования; простой, как правило, вещественный состав — «моно- или биметальность» месторождений; преобладание в ряде случаев согласных, иногда стратифицированных залежей, что определяется ведущей ролью литологического фактора рудолокализации; весьма значительный вертикальный размах рудоотложения, обычно без признаков четко выраженной вертикальной зональности; региональный характер развития рудной минерализации, часто однотипной, и др. Некоторые из перечисленных признаков являются общими и для месторождений иного генезиса — осадочного и осадочно-метаморфогенного (приуроченность к литологически обособленным горизонтам и значительное площадное распространение), вулканогенного и вулканогенно-осадочного (комплекс рудообразующих элементов и особенности околорудного изменения вмещающих пород) и др.

Классическим примером месторождений рассматриваемой группы являются, по мнению ряда исследователей, свинцово-цинковые залежи Миссисипи — Миссури в США, Миргалимсая в Западном Казахстане и др. Что же касается других родственных им типов месторождений, таких, как ртутно-сурьмяные, флюоритовые, баритовые и особенно медные, а также некоторые золото-серебряные, то единого мнения в вопросе об отнесении их к данной группе пока нет.

Термин «телетермальные» был предложен Л. Грейтоном для гидротермальных месторождений, образующихся на средних глубинах при низких температурах. В классификационной схеме В. Линдгрена они занимают место выше группы эпитермальных месторождений, т. е. являются самым конечным продуктом деятельности рудообразующих растворов. Г. Шнейдерхён к телетермальным относит низкотемпературные месторождения халькозина и самородной меди, а также свинцово-цинковые, характеризующиеся развитием процессов метасоматического замещения. Среди ртутных им выделяется переходная группа от эпи- до телетермальных месторождений. П. Ниггли делит месторождения на группы, учитывая в качестве одного из признаков удаленность их от материнской интрузии. Наиболее удаленные из них относятся им к телемагматическим.

В генетических классификациях советских исследователей телетермальные месторождения специально не выделяются. По М. Усову, они попадают в разряд метасоматических; В. Обручев относит их к мезо- и эпитермальным, образовавшимся или путем заполнения пустот, или

в результате метасоматоза; по С. Смирнову, среди постмагматических месторождений различных рудных формаций следует выделять группу относительно глубинных, формирующихся в условиях средних и низких температур; П. Татаринов и И. Магакьян считают, что рассматриваемые месторождения могут образовываться как на умеренных и значительных глубинах, так и на малых — вплоть до приповерхностных условий, причем как при средних (300—200° С), так и при низких (менее 200° С) температурах; Ф. Вольфсон выделяет группу месторождений, сформировавшихся в позднюю стадию на площадях с отсутствием выходов гранитов; Х. Абдуллаев связывает их с безинтрузивной зоной; Е. Захаров считает месторождения описываемой группы глубинными — постмагматическими, формировавшимися в складчатых структурах; А. Королев и П. Шехтман (1959) выделяют комплекс рудных полей, характеризующихся преобладающим развитием согласных стратифицированных залежей, контролирующихся преимущественно складчатыми структурами; С. Вахромеев относит их к гидротермальным глубинным — средне- и низкотемпературным. В классификационной схеме К. Бабаева (1965) намечается группа телемагматических месторождений, с подтипом преимущественно метасоматических (свинцово-цинковая и сурьмяно-ртутная формации).

Наиболее полно отражена группа телетермальных месторождений в классификациях И. Бока и В. Смирнова. И. Бок телетермальными называет месторождения, не имеющие видимой связи с интрузивами и залегающие в слабо или сильно измененных осадочных породах, а также в изверженных породах, но генетически с ними не связанных. В. Смирнов (1965) считает, что для телетермальных месторождений характерны следующие признаки: 1) приуроченность к осадочным толщам и отсутствие в районе изверженных пород, которые можно было бы рассматривать в качестве рудогенерирующих; 2) формирование в условиях перехода к платформенному режиму; 3) преобладание пластовых форм рудных тел и вмещающих их рудоносных зон и распространение их на значительной площади; 4) четкий стратиграфо-литологический контроль рудолокализации и часто многоярусное строение месторождений; 5) слабая связь с разломами; 6) простой вещественный состав руд. Образуются эти месторождения обычно на глубине от нескольких сотен метров до первых километров при температуре, не превышающей 200—250° С. По этим признакам в класс телетермальных, по мнению В. Смирнова, попадают месторождения: 1) борнита — халькопирита (типа «медистых песчаников» Джезказгана в Казахстане, Замбии, Конго со столицей Киншаса, Болео и др.); 2) галенита — сфалерита (в карбонатных породах — Каратау в Казахстане, Миссисипи—Миссури в США и др.); 3) антимонита и киновари (Кадамджай, Хайдаркан в Средней Азии, Никитовка на Украине, Альмаден в Испании, Идрия в Югославии и др.); 4) флюорита (Такоб, Аурахмат в Средней Азии, Амдерма на Полярном Урале, Миссисипи—Миссури и др.); 5) реальгара—аурипигмента (Джульфа, Лухуми на Кавказе и др.).

Таким образом, можно выделить следующие наиболее общие признаки телетермальных месторождений: 1) отсутствие пространственной связи с изверженными породами; 2) четкий литологический контроль рудоотложения; 3) простой вещественный состав. Ряд признаков имеет более частное значение: 1) значительный, в общем, вертикальный размах рудолокализации; 2) многоярусность; 3) преимущественная приуроченность к периферическим частям древних массивов; 4) рудоконтролирующая роль зон внутриформационного расслоения; 5) относительно низкая температура образования. Все это дает основания считать, что телетермальные месторождения образуются гидротермальными растворами — сравнительно низкотемпературными, хорошо отсепарированными, слабо концентрированными, обладавшими высокой

проникающей способностью и поступавшими из глубинных очагов вдоль краевых разломов, ограничивающих относительно более стабильные массивы, и затем иногда растекавшимися по зонам внутри- или межформационного расслоения.

По этим признакам к собственно телетермальным могут быть отнесены ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения киноварно-антимонит-реальгар-аурипигментовой (с флюоритом и баритом) формации (Хайдаркан, Кадамджай в Средней Азии, Ваньшань в Китае) и свинцово-цинковые (с баритом) месторождения типа Миссисипи—Миссури в США, Миргалимсая в Западном Казахстане, Сумсара в Средней Азии, а также, возможно, медные (Джезказган в Казахстане и др.). С некоторой долей условности в эту группу могут быть также объединены отдельные низко- и среднетемпературные месторождения серебра и золота.

Промышленное значение телетермальных месторождений

Можно выделить восемь групп эндогенных рудных месторождений, соответствующих восьми группам рудных формаций (рис. 229), для которых телетермальный тип является ведущим в промышленном отношении, хотя и в различной степени.

I. **Ртутно-сурьмяно-мышьяковые** (с таллием и иногда селеном) месторождения в значительной своей части относятся к типично телетермальным. Более 95% ртути добывается из собственно телетермальных месторождений киноварной формации (Альмаден, Хайдаркан, Ваньшань и др.). Некоторое ее количество извлекается из гидротермальных месторождений, где ртуть присутствует в виде относительно низкотемпературного шватцита (верхние горизонты Пшибрамских полиметаллических рудных жил в Чехословакии), или же входит в качестве элемента-примеси в состав других сульфидных минералов (свинцово-цинковые месторождения Алтая). Дополнительным источником ртути являются также месторождения вулканогенного генезиса, в частности, связанные с областями современного вулканизма (Новая Зеландия) и развитые в районах палеовулканической деятельности, где самородная ртуть и киноварь образуют обычно самостоятельные скопления; отмечается также наличие киновари в алунитовых месторождениях (Тихоокеанский пояс, Карпаты).

Установлено, что не менее 80% сурьмы дают телетермальные месторождения антимонитовой формации (Сигуаньшань в Китае, Кадамджай в Средней Азии и др.), а остальное количество поступает из гидротермальных месторождений, в том числе в виде комплексных полиметаллических и золото-серебряных руд (Австралия, Африка, Центральная Америка). Сурьма попутно извлекается также из некоторых полиметаллических месторождений скарнового типа, где она присутствует в виде примеси в ряде сульфидных минералов. Для некоторых эксплуатирующихся сурьмяных месторождений Тихоокеанского пояса можно предполагать вулканогенное происхождение.

В связи с резким падением спроса на мышьяк потребность в последнем удовлетворяется сейчас в основном за счет извлечения его из отходящих газов медеплавильных и отчасти свинцово-цинковых заводов, перерабатывающих арсенопиритсодержащие руды. Телетермальные и, в меньшей мере, вулканогенные мышьяковые месторождения реальгар-аурипигментовой формации почти не разрабатываются. Исключение составляют некоторые залежи реальгаровых руд в Юго-Восточной Азии, из которых выбирается реальгар для использования главным образом в медицинских целях.

В последнее время самостоятельное промышленное значение как возможный источник таллия начинают приобретать телетермальные

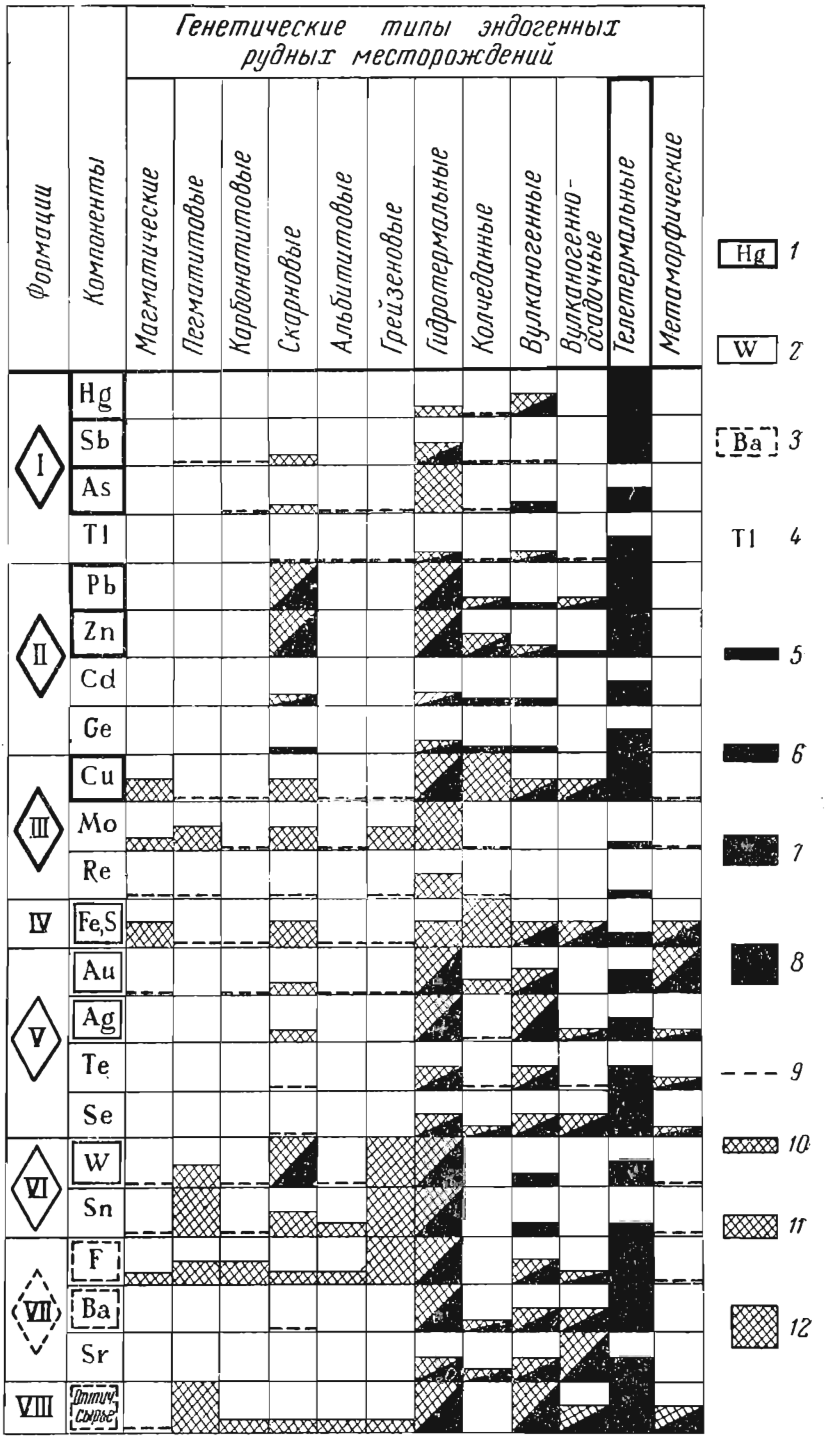


Рис. 229. Промышленное значение телетермальных месторождений

I — VIII — ведущие рудные формации: *I* — киноварь-антимонит-реальгаровая (аурипигментовая) с таллием; *II* — галенит-сфалеритовая (с галлием и германием); *III* — борнит-халькопиритовая с молибденом и рением (типа «медистых песчаников»); *IV* — пирит-марказит-мельниковитовая; *V* — золото-серебряная (с теллуром и селеном); *VI* — шеелитовая с оловом (деревянистым); *VII* — флюорит-баритовая, иногда с целестином; *VIII* — кварцевая, флюоритовая, баритовая, кальцитовая (исландский шпат).

1—4 — степень относительной промышленной значимости месторождений телетермального типа для отдельных видов полезных ископаемых: *1* — ведущая роль, *2* — второстепенное значение, *3* — попутные компоненты, *4* — элементы-примеси, *5—8* — распространенность ведущих рудных формаций (*I—VIII*): *5* — малая, *6* — средняя, *7* — высокая, *8* — очень высокая, *9—12* — то же, для более высокотемпературных рудных формаций: шватцитовой и метациннабарит-ртутной для ртути, блеклых руд для сурьмы, арсенопиритовой для мышьяка, галенит-сфалеритовой (с редкими металлами) для свинца и цинка, халькопирит-молибденитовой для меди и молибдена, пирротин-пиритовой для серы, золото-серебряной (с сульфидами) для золота и серебра, вольфрамит-касситеритовой и станнииновой для вольфрама и олова, криолитовой для фтора, высокотемпературных кварцевой, флюоритовой и кальцитовой (исландский шпат) для месторождений оптического сырья

месторождения киноварь-реальгар-пирит (марказит-мельниковит)-диккитовой формации. Пирит из такого типа месторождений, локализующихся преимущественно в терригенных породах, содержит иногда 1% и более таллия.

В некоторых селеноносных провинциях (Средняя Азия, Южный Китай и др.) селен в заметных количествах может входить изоморфно в состав киновари (обычно до первых десятых долей процента), что позволяет извлекать его из ступы ртутных заводов.

II. **Свинцово-цинковые** (с кадмием и иногда германием) месторождения телетермального типа в промышленном отношении занимают ведущее положение среди группы полиметаллических месторождений во многих горнорудных районах мира, обеспечивая свыше 30% текущей добычи свинца и цинка. К ним относится подавляющее число согласных залежей, локализовавшихся в полого залегающих толщах карбонатных пород (район Миссисипи—Миссури, Миргалимсай и др.). Остальная добыча падает на скарновые и собственно гидротермальные месторождения. Среди последних выделяется группа жильных месторождений, характеризующихся весьма значительным вертикальным размахом оруденения (некоторые полиметаллические жилы Пшибрама), которые также можно отнести к телетермальным. В этом случае удельный вес свинцово-цинковых месторождений телетермального типа в общем балансе добычи возрастет до 40—50%.

Полиметаллические месторождения ряда рудных районов (Тихоокеанский пояс), пространственно и генетически ассоциирующиеся с ртутно-сурьмяными, характеризуются повышенным содержанием кадмия и особенно германия в сфалеритах последних генераций. Иногда эти элементы образуют и самостоятельные минералы, являясь источником попутной добычи при переработке свинцово-цинковых руд.

III. **Медные** (с небольшими количествами молибдена и рения) месторождения описываемого типа наряду с колчеданными и собственно гидротермальными относятся к одним из крупнейших (Джезказган), обеспечивая не менее 20% современной добычи этого металла.

IV. **Пиритовые** месторождения телетермального типа самостоятельного промышленного значения не имеют, однако с ними часто связаны заметные скопления таких элементов-примесей, как, с одной стороны, таллий, селен, теллур и, с другой — серебро и золото. Они в процессе обогащения попадают в пиритовый концентрат, который в случае больших его количеств может найти применение в качестве сырья для производства серной кислоты.

V. **Золото-серебряные** (иногда с теллуром и селеном) месторождения описываемой группы являются ведущими в промышленном отношении лишь для отдельных районов (Алдан и др.). Наиболее крупные месторождения золота относятся к собственно гидротермальному типу, а чисто серебряные — скорее всего к вулканогенному. Вероятно, месторождения телетермального типа дают примерно 10% мировой добычи золота и не менее 30% серебра. Значительная часть последнего извлекается при этом из свинцовых руд, в которых серебро в виде изоморфной примеси входит в состав галенита. В ряде золото-серебряных месторождений телетермального типа существенную роль играют селениды и теллуриды этих металлов (Румыния), что позволяет рассматривать их в качестве попутных компонентов при переработке золотых и серебряных руд.

VI. **Олово-вольфрамовые** месторождения телетермального типа играют резко подчиненную роль. Тем не менее известны отдельные, довольно успешно эксплуатируемые месторождения деревянистого олова (Дальний Восток) и шеелита (Тихоокеанский пояс), которые по ряду признаков можно отнести к сравнительно низкотемпературным — телетермальным. Их удельный вес в мировой добыче доходит, по-видимому,

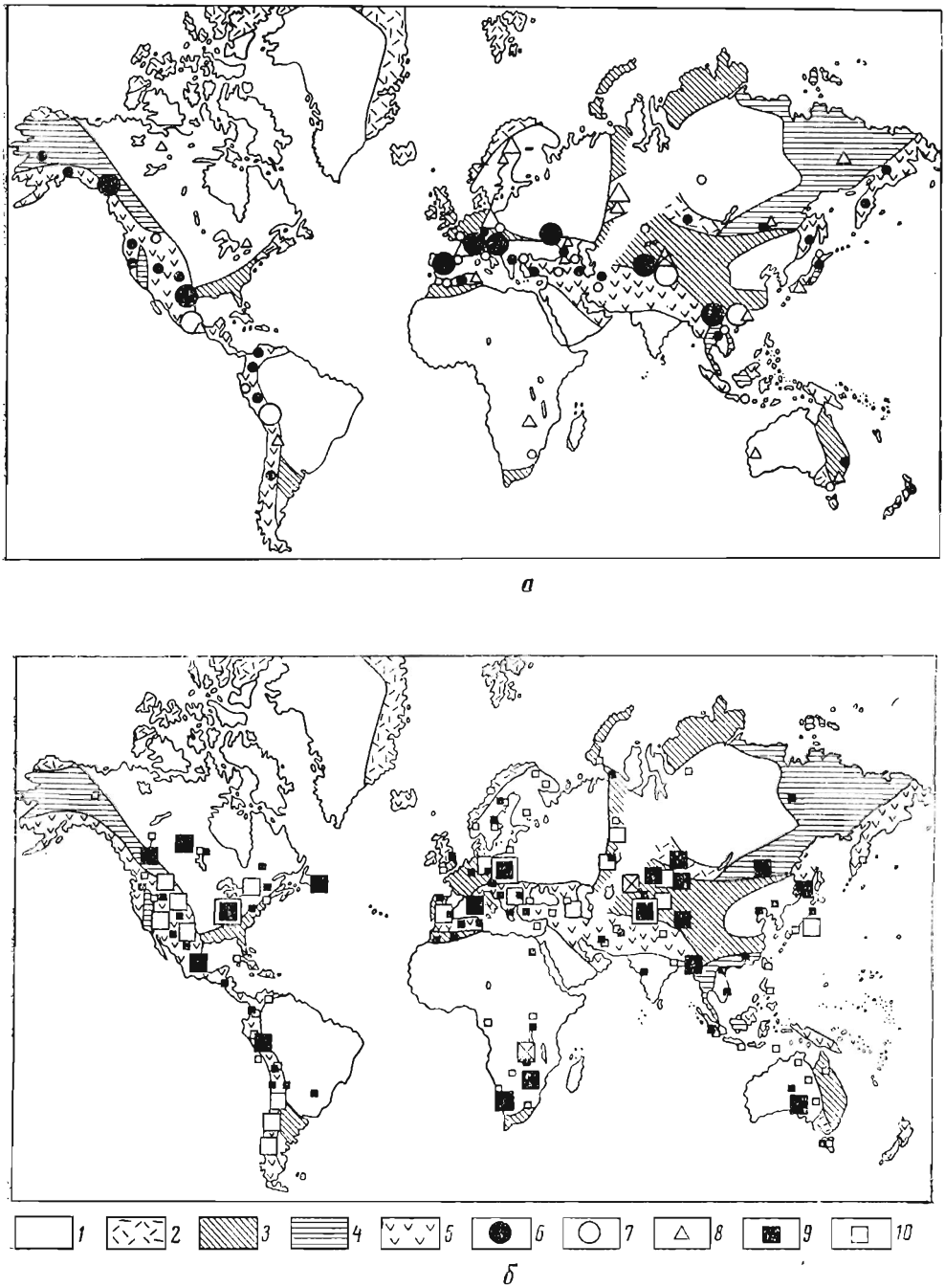


Рис. 230. Схема размещения основных месторождений телетермального типа в пределах рудных поясов планетарного масштаба

а — ртутно-сурьмяно-мышьяковые; *б* — свинцово-цинковые (с серебром) и медные
Основные тектонические единицы: *1* — платформы; *2—5* — складчатые зоны (*2* — каледонские, *3* — варисские, *4* — киммерийские, *5* — альпийские). Месторождения элементов (ведущие месторождения — большой значок, второстепенные — маленький): *6* — ртути; *7* — сурьмы; *8* — мышьяка (знак с крестиком — месторождения реальгар-аурипигментовой формации); *9* — свинца и цинка (двойным контуром показаны основные месторождения телетермального типа); *10* — медные (знак с крестиком — основные месторождения телетермального типа)

до 5%. Касситерит и шеелит добываются или самостоятельно, или входят в состав комплексных (например, с антимонитом) концентратов.

VII. **Флюорит-баритовые и отчасти целестиновые** месторождения относятся в значительной своей части к телетермальным. Добыча флюоритового концентрата идет примерно в равной степени за счет разработки как телетермальных, так и собственно гидротермальных и отчасти грейзеновых месторождений. В ряде случаев получается комплексный концентрат (с киноварью и антимонитом, галенитом и сфалеритом, касситеритом, минералами редких элементов). Барит поступает в основном из телетермальных собственно баритовых (иногда со свинцом) месторождений и в меньшей степени — из гидротермальных. Большая часть стронциевых соединений поступает из целестиновых месторождений осадочного происхождения. Для некоторых из них можно предполагать гидротермальный генезис, что дает основание относить их к телетермальным. Количество промышленно интересных месторождений этого типа незначительно, по-видимому, не более 5—10%.

VIII. **Источником оптического сырья** являются месторождения самого различного генезиса, однако основная масса кристаллов исландского шпата, барита и флюорита поступает из месторождений телетермального типа (например, известная в свое время пещера Куликолон в Средней Азии с ее уникальными по величине и прозрачности кристаллами флюорита). Наиболее чистые разности флюорита, пригодные для плавки, также встречаются чаще всего в телетермальных месторождениях. К последним относятся и некоторые месторождения пьезокварца.

Таким образом, в промышленном отношении телетермальные месторождения представляют весьма важную группу, играющую существенную роль в добыче ряда полезных ископаемых, а для отдельных из них являющуюся даже единственным источником получения сырья. Несмотря на это, обобщающих работ по геологии месторождений телетермальной группы в целом пока нет. Описываются лишь наиболее типичные месторождения (монография по Нью-Альмадену, Baily, Everhart, 1964) или их группы (работы П. Рутье о полиметаллических месторождениях Франции, 1960). Значительное место характеристике телетермальных свинцово-цинковых месторождений уделяется в сводке А. Амирасланова (1957). Вопросы классификации ртутно-сурьмяных месторождений рассматриваются В. Смирновым (1947), Тянь Ци-цзюнем (1957), Лю Го-чжаном (1957), Лю Цзипаном (1957), В. Поярковым (1955), Н. Никифоровым (1961) и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Главнейшие провинции

Телетермальные месторождения, являясь конечным продуктом гидротермального процесса, пространственно и генетически обычно тесно связаны с месторождениями других типов, особенно с плутоногенными и в меньшей степени — с вулканогенными. Тем не менее в ряде областей, характеризующихся специфическими условиями, можно выделить весьма обширные районы, отличающиеся исключительным развитием телетермальных рудных полей. Эти районы обнаруживают в общем тяготение к двум рудным поясам планетарного масштаба: Тихоокеанскому и Средиземноморско-Азиатскому (рис. 230). Первый из них, намеченный еще С. Смирновым (1955), опоясывает акваторию Тихого океана. В нем выделяются две ветви: Калифорнийско-Кордильерская, или Западно-Американская, и Восточно-Азиатская. Второй пояс, выде-

ленный В. Смирновым (1947), прослеживается из бассейна Средиземного моря через Кавказ и Среднюю Азию дальше на восток, где он, разделяясь на две ветви — Алтае-Байкальскую и Южно-Китайскую, сочленяется с Тихоокеанским поясом.

В пределах выделенных поясов планетарного масштаба оруденение контролируется, по-видимому, системами сверхглубинных межконтинентальных разломов, заложенных еще в допалеозойское время и с тех пор непрерывно развивавшихся.

В пределах этих поясов низкотемпературные рудопроявления распределяются зонально (см. рис. 230): типично телетермальные месторождения ртути, сурьмы, мышьяка, свинца и цинка, а также меди локализуются преимущественно вдоль внутреннего обрамления поясов — в месте перехода их к стабильным древним массивам. Промежуточную зону слагают гидротермальные месторождения свинца и цинка, сурьмы, флюорита и другие месторождения комплексного типа, характеризующиеся, однако, рядом черт, сближающих их с телетермальными месторождениями. Внешняя зона отличается преобладающим развитием месторождений ртути, мышьяка, а также серебра, золота и других элементов. Вещественный состав этих месторождений аналогичен телетермальным месторождениям, а по условиям локализации и более высокой температуре образования они обнаруживают связь с вулканогенными месторождениями.

В соответствии с намеченной выше зональностью меняется и возраст месторождений: от наиболее древнего во внутренних зонах (от позднекаледонского до киммерийского) до почти современного во внешнем их обрамлении. Возраст рудной минерализации в средних — промежуточных — зонах меняется обычно от позднегерцинского до альпийского.

Телетермальные месторождения внутренних зон не обнаруживают, как правило, никаких признаков не только генетической, но даже и пространственной связи с изверженными породами. Для промежуточных зон отмечается иногда тяготение отдельных рудных полей субтелетермального типа к областям развития близких по возрасту интрузивных пород — или кислого, или щелочного состава. Во внешних зонах телетермально-вулканогенные месторождения приурочиваются к районам недавней или современной вулканической деятельности, располагаясь зачастую в непосредственной близости от вулканических аппаратов.

Протяженность рудных поясов планетарного масштаба измеряется многими тысячами километров, а ширина обычно достигает первых сотен, иногда тысячи километров. В ряде случаев минерализация телетермального типа устанавливается и на более значительном расстоянии от описываемых рудных поясов: или в активизированных участках древних платформ (Западная Сибирь, Африка), или же в периферических частях палеогеосинклинальных областей (Урал).

Конкретные рудные поля и месторождения концентрируются в **рудные пояса,** характеризующиеся различной тектонической позицией, обнаруживая приуроченность: 1) к периферическим (окраинным) частям древних стабильных массивов, как бы опоясывая их; 2) к зонам перехода от поднятий к прогибам, возникающим в пределах геосинклинальных областей и фиксирующимся резкой сменой фаций и их мощностей; 3) к зонам долгоживущих краевых разломов глубинного заложения; 4) к областям развития недавней или современной вулканической деятельности, контролирующейся зонами линейно вытянутых региональных разломов.

Размеры рудных поясов определяются обычно следующими цифрами: протяженность порядка многих сот километров (до 1—2 тыс. *км*),

ширина — десятки, до первых сот километров. Типичный пример такого рода поясов показан на рис. 231.

Группы рудных поясов, характеризующиеся геохимической общностью (однотипностью рудной минерализации), объединяются в рудные провинции: ртутно-сурьмяные, мышьяковые, полиметаллические, меднорудные, флюоритовые, баритоносные, серебро-золоторудные, селеноносные и др. Возраст минерализации при этом может быть различ-

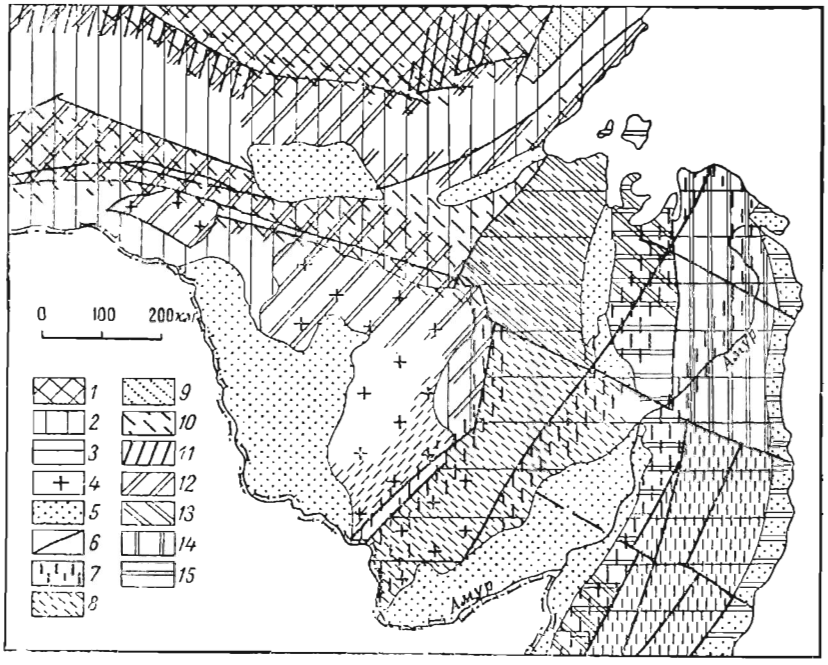


Рис. 231. Типы рудных поясов. *По А. Сазанову*

1—2 — древние жесткие массивы, определяющие конфигурацию рудных поясов с телетермальной минерализацией: *1* — южная окраина Сибирской платформы, *2* — Буреинский срединный массив — северный выступ Китайской платформы; *3—4* — геосинклинальные зоны, вмещающие оруденение: *3* — Монголо-Охотская подвижная система, *4* — Сихотэ-Алинская подвижная система; *5* — мезо-кайнозойские впадины; *6* — региональные рудконтролирующие разломы; *7—10* — ведущие рудные формации: *7* — золоторудные, *8* — оловянные, *9* — полиметаллические, *10* — ртутно-сурьмяные; *11—15* — области проявления металлогенических циклов: *11* — доюрский, *12* — юрско-раннемеловой, *13* — поздне-нижнемеловой —верхнемеловой, *14* — позднемеловой — раннепалеогеновый, *15* — позднепалеогеновый

ным, что объясняется геохимической унаследованностью или металлогенической специализацией, устанавливаемыми для ряда рудных провинций. Однако возраст завершающей фазы складчатости, с которой связывается основная масса телетермальных месторождений, должен быть, как правило, единым для всей рудной провинции.

В отдельных случаях можно выделить **трансрегиональные рудные пояса,** выходящие за пределы той или иной рудной провинции и контролирующиеся системами разрывных нарушений, прослеживающихся иногда на протяжении первых тысяч километров.

Геологические эпохи

Телетермальные месторождения контролируются глубинными структурами (краевые разломы, зоны внутриформационного расслоения), завершившими свое формирование на последних этапах развития региональных тектонических структур того или иного возраста.

Многими исследователями месторождения этого типа, особенно ртутные, рассматриваются в качестве приповерхностных образований. Отсюда делается вывод (И. Танатар и др.) о молодом, в общем, их возрасте, так как в процессе эрозии все более древние месторождения должны были быть уничтожены. Однако, как показал Н. Синицын (1960), в специфических условиях переходных зон базис эрозии может оставаться на одном и том же уровне в течение ряда геологических эпох (в Южной Фергане, например, начиная с верхней перми и до палеогена включительно), что обусловливает сохранность ранее образовавшихся месторождений, даже близповерхностных. С другой стороны, данные о фактически установленном вертикальном размахе локализации низкотемпературной минерализации, достигающем иногда 3—4 тыс. *м* и более, свидетельствуют о том, что фактор эрозии не всегда является решающим в определении возраста телетермальных месторождений. Тем не менее нельзя не признать, что именно альпийский тектоно-металлогенический цикл является наиболее продуктивным для периферических зон рудных поясов планетарного масштаба, где концентрируются важнейшие месторождения ртути и мышьяка, а также иногда серебра и золота (с баритом).

В центральных частях этих поясов ведущую роль играют ртутно-сурьмяные, флюоритовые и полиметаллические месторождения киммерийского цикла. Во внутренних зонах развиты сурьмяные, флюоритовые, золоторудные, полиметаллические и медные месторождения, образовавшиеся на завершающих этапах герцинского тектоно-металлогенического цикла. В отдельных районах устанавливаются здесь и более древние месторождения — раннегерцинские и позднекаледонские.

В ряде случаев с достаточной степенью достоверности (по общегеологическим данным) устанавливается лишь нижняя или верхняя возрастная граница оруденения. Однако для отдельных ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня определен и абсолютный возраст рудной минерализации (калий-аргоновым методом по жильному серициту): он оказался равным 220—240 млн. лет, что соответствует верхней перми, т. е. последним этапам герцинского орогенеза.

Эволюция в геологической истории

Телетермальные месторождения известны, начиная с позднекаледонского времени. Более древние проявления низкотемпературной минерализации пока не установлены. Обычно они приурочиваются к периферическим частям тектонических зон того или иного возраста, завершающим свое развитие на последних этапах соответствующего тектоно-металлогенического цикла. Позиция на стыке разновозрастных тектонических зон обусловливает нередко наложение однотипной минерализации двух или даже трех металлогенических циклов, как это наблюдается, например, в Северной Африке, где альпийская ртутная минерализация накладывается на ртутно-полиметаллическую киммерийскую.

Рудный процесс развивается как в пространстве, так и во времени, распространяясь от глубинных центров рудообразования преимущественно вдоль региональных рудоконтролирующих структур. Этим, повидимому, объясняется часто отмечаемое «омоложение» месторождений к флангам рудных поясов. Так, в центральной части Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса абсолютный возраст месторождений определяется по жильному серициту 230—250 млн. лет, а на его западном фланге возраст аналогичных по составу месторождений уже 220—200 млн. лет. Возрастной диапазон процесса рудоотложения измеряется в этой провинции, таким образом, цифрой порядка нескольких десятков миллионов лет. В ряде случаев можно говорить также и об «унаследо-

ванности» телетермальной минерализации, т. е. неоднократном проявлении одного и того же типа оруденения в пределах той или иной провинции. Причины этого явления пока не получили должного объяснения.

Стадии образования в рамках геосинклинального и платформенного этапов развития

Характер проявления телетермальной минерализации в геосинклинальных и платформенных областях резко различен. В первом случае стадийность рудоотложения обусловливается поступлением все новых порций эволюционирующих растворов вдоль последовательно приоткрывающихся систем рудовыводящих субпараллельных разломов, возникающих на заключительных этапах формирования складчатой зоны (после завершения основных циклов тектогенеза). Во втором случае основную роль играет «сепарация» растворов в процессе их замедленного подъема сквозь многоярусную толщу пород платформенного чехла в периферических зонах древних выступов активизировавшихся участков платформ.

Положение в региональных структурах

Выделяются два типа региональных рудных поясов и зон развития телетермальных месторождений: 1) зоны, «опоясывающие» стабильные массивы древних выступов (Колымский массив в Восточной Сибири, Буреинский выступ на Дальнем Востоке), особенно в мобильных участках платформ (Цзяньнаньский и Таримский древние массивы Китая и др.), или в палеогеосинклинальных областях (Центральная Фергана, Горный Алтай и др.); 2) пояса, приуроченные к глубинным краевым разломам в геосинклинальных структурах разного возраста. В последнем случае различаются два подтипа рудных поясов. В одних оруденение контролируется разломами, служившими путями внедрения малых интрузий и даек диабазового порфирита и развивавшихся в зонах перехода от поднятий к прогибам, характеризующихся резкой сменой фаций (Северо-Западный Кавказ, Южная Фергана). В поясах другого подтипа рудоконтролирующие разломы являлись одновременно и каналами, через которые происходило излияние вулканических лав. Непосредственно в зонах этих разломов и связанных с ними разрывных структурах локализуются тела гипабиссальных пород типа разнообразных некков (Закарпатье, Средиземноморье, Кордильеры, Чукотка, Камчатка).

О связи с магматическими формациями

Отсутствие видимой связи с магматическими формациями является одной из отличительных черт месторождений телетермального типа. Действительно, в большей части рудных провинций с преобладающим развитием телетермальных месторождений вблизи последних отсутствуют какие-либо признаки изверженных пород (район Миссисипи—Миссури в США, Южный Китай, горы Каратау в Западном Казахстане), а там, где эти породы все же устанавливаются (Тянь-Шань, Украина), они не обнаруживают обычно видимой связи не только с конкретными интрузивными или эффузивными телами, но даже с определенным комплексом изверженных или вулканических пород. Детальное изучение ряда рудных провинций показывает, что в отдельных случаях намечается наличие косвенной парагенетической связи с теми или иными проявлениями магматической деятельности. Эта

связь устанавливается по двум линиям: возрастная близость и общность путей проникновения.

Многими исследователями обращалось внимание на пространственное тяготение телетермальных месторождений, особенно ртутных, к областям развития щелочных пород. Такая закономерность установлена для Кордильер, Средиземноморья, Средней Азии, Северо-Востока СССР и других районов. В этих же областях отмечается, как правило, и широкое распространение флюоритовой минерализации. В ряде случаев (Алайский хребет) доказывается даже наличие прямой генетической связи между отдельными группами щелочных интрузий и флюоритсодержащим редкометальным оруденением.

Щелочные породы принадлежат обычно к завершающим этапам продуктивного для данного района тектоно-магматического цикла и по времени формирования являются наиболее близкими к проявлениям телетермальной минерализации. Это доказывается близостью цифр абсолютного возраста полевых шпатов из щелочных пород, мусковита из зон флюоритизации в экзоконтактовых частях тех же интрузивных тел и серицита из цемента рудоносных брекчий ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы. Во всех случаях абсолютный возраст этих разнотипных образований оказался практически одним и тем же — порядка 220—240 млн. лет, что соответствует конечным фазам герцинского тектоно-магматического цикла.

Вывод о небольшом сравнительно разрыве во времени между периодом внедрения щелочных интрузий и образованием телетермальных месторождений подтверждается и для других районов. Геохимическое опробование различных комплексов изверженных пород показывает обычно некоторое обогащение ртутью щелочных их разностей. Особенно высокие содержания зафиксированы Н. Озеровой (1962) для щелочных массивов, сформировавшихся в платформенных условиях (Кольский полуостров).

В отличие от щелочных пород тела ультрабазитов и близких им по составу образований, также нередко устанавливаемых в областях распространения телетермальных месторождений, не обнаруживают столь тесной возрастной связи с последними. Для них обычным является многократное внедрение, иногда даже в течение нескольких геологических эпох, предшествовавших этапу рудоотложения. Намечаются три группы пород рассматриваемого комплекса: 1) крутопадающие линзообразные тела ультрабазитов, обычно интенсивно серпентинизированных, приуроченные непосредственно к зонам долгоживущих краевых разломов глубокого заложения; 2) небольшие штоки (типа малых интрузий) сиенит-монцонитового состава, локализующиеся в зонах тектонических нарушений более мелкого порядка, сопрягающихся с основными краевыми разломами; 3) системы крутопадающих маломощных даек диабазового порфирита, тяготеющих к зонам рудоконтролирующих разломов.

Независимо от петрохимических особенностей той или иной рудной провинции, состав пород всех трех перечисленных выше групп обнаруживает удивительное постоянство, что относится в первую очередь к дайкам диабазового порфирита (рис. 232). Это свидетельствует в данном случае о глубинном, возможно подкоровом их источнике, а следовательно, и о большой глубине заложения разломов, служивших путями внедрения ультраосновной и основной магмы. По времени образования ультрабазиты являются наиболее ранними, а штоки сиенит-монцонитов и дайки диабазового порфирита обычно непосредственно предшествовали процессу рудоотложения.

Таким образом, наличие пород описываемого комплекса следует рассматривать в качестве косвенного признака глубинности разломов, контролирующих закономерности размещения телетермальных место-

рождений, и одновременно доказательства весьма глубокого расположения рудогенерирующих очагов.

Подобная закономерность устанавливается и для субвулканических областей, где вулканические некки и купола маркируют зоны глубинных разломов, контролирующих распределение месторождений (ртути, мышьяка, серебра и других металлов), относящихся к группе, переходной от собственно телетермальных к вулканогенным.

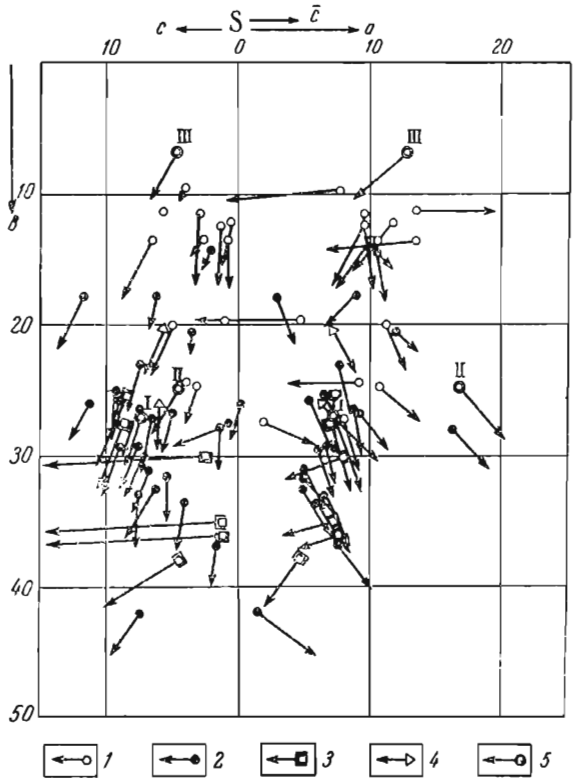


Рис. 232. Диаграмма химического состава изверженных жильных пород, развитых в пределах некоторых рудных полей телетермального типа. Составлена по методу А. Заварицкого

1 — штоки сиенит-монцонитов, приуроченные к зонам рудоконтролирующих разломов в Южной Фергане; *2* — дайки диабазового порфирита, развитые в пределах телетермальных месторождений Южного Тянь-Шаня (в нижней части диаграммы — гидротермально измененные разности); *3* — то же, для Карпат; *4* — то же, для Тихоокеанского пояса; *5* — средние составы пород: I — даек диабазового порфирита Тянь-Шаня, связанных с телетермальными месторождениями, II — то же, для районов проявления более высокотемпературной минерализации, III — для всего комплекса изверженных пород Тянь-Шаня

Особенности геологической структуры

В зависимости от рудоконтролирующих структур телетермальные месторождения можно подразделить на три основные группы (рис. 233): 1) согласные залежи, в том числе плащеобразные, контролирующиеся структурами экранирования (Хайдаркан в Средней Азии, Сигуаньшань в Китае), и пластовые, контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения (Миргалимсай в Западном Казахстане, Ваньшань в Китае) или приуроченные к горизонтам литологически благоприятных пород (Альмаден в Испании, Джезказган в Казахстане); 2) линзовидные залежи контактового типа и трубо- и жилообразные секущие тела, приуроченные к зонам экзоконтакта интрузивных массивов разного состава (Нью-Альмаден в США, Чонкой, Беркут в Средней Азии) или локализующиеся вдоль разрывных нарушений (Тургай в Казахстане, Сиань в Китае); 3) штокверкообразные тела, связанные с блоками массового дробления пород в ядрах сжатых антиклиналей (Биркcу в Средней Азии) или в местах пересечения нескольких разломов (Палянское).

Минеральный и химический состав руд

Большая часть телетермальных месторождений характеризуется крайней простотой вещественного состава: слагающие их руды представлены обычно одним, реже двумя рудными и одним-тремя жильными минералами. Наиболее распространены следующие минеральные ассоциации: киноварь—кальцит (или доломит, кварц—опал, диккит, барит); антимонит—кварц, галенит и сфалерит — карбонаты (иногда

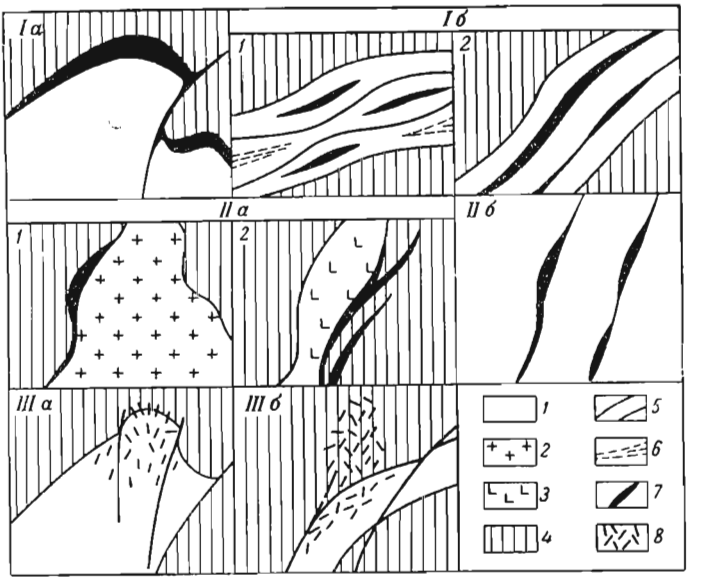


Рис. 233. Ведущие структурно-морфогенетические типы телетермальных месторождений (схематические обобщенные разрезы)

I — согласные залежи: *а* — контролирующиеся структурами экранирования, *б* — контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения (*1*) и тяготеющие к пластам литологически благоприятных пород (*2*); *II* — секущие тела: *а* — контактовые залежи и рудные трубы, приуроченные к штокам кислых и средних пород (*1*) и развивающиеся в зонах контакта с телами серпентинизированных гипербазитов (*2*), *б* — жилы, локализующиеся вдоль секущих трещин; *III* — штокверкообразные тела: *а* — в сводовых частях сжатых антиклиналей, *б* — в блоках массового дробления пород в зонах пересекающихся разломов.

1 — рудовмещающие толщи компетентных пород (известняки, песчаники, конгломераты, эффузивы); *2* — изверженные породы кислого и среднего состава; *3* — гипербазиты; *4* — пластичные перекрывающие и подстилающие породы (преимущественно сланцы); *5* — разломы; *6* — зоны внутриформационного расслоения; *7* — рудные тела согласного, контактового и секущего типа; *8* — штокверкообразные рудные тела

кварц, барит); реальгар и аурипигмент — кальцит, минералы меди (халькопирит, халькозин, медь самородная и др.) — карбонаты (или кварц); флюорит (иногда с кварцем и кальцитом); барит (иногда с кварцем, кальцитом или флюоритом). Такая «монометальность» (или иногда даже мономинеральность) телетермальных месторождений объясняется высокой степенью «отсепарированности» рудообразующих растворов, прошедших к местам локализации весьма длинный путь по литологически однородной толще рудовмещающих пород, причем обычно вдоль системы небольших трещин, что способствовало резкому замедлению скорости их движения и «самоочищению» растворов.

Другая группа телетермальных месторождений отличается, наоборот, весьма сложным составом руд, содержащих специфические «связующие» минералы комплексного типа. К последним относятся

в первую очередь сурьмасодержащие сульфиды, такие, как блеклые руды и другие, являющиеся обязательной составной частью почти всех месторождений этой группы. Комплексность руд обусловливается как многостадийностью рудного процесса — наложением различных стадий минералообразования, так и слабой степенью отсепарированности растворов, поднимавшихся обычно с достаточно высокой скоростью по системе открытых трещин, причем предварительно прогретых, что определило привнос к местам локализации большей части компонентов рудообразующих растворов.

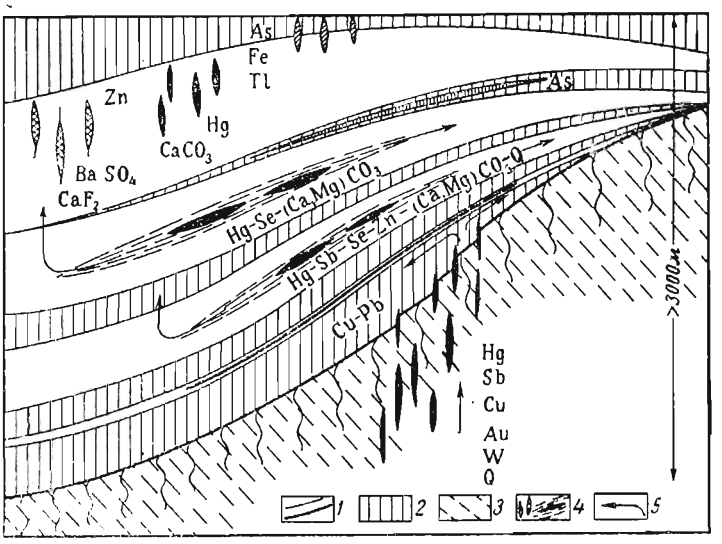


Рис. 234. Схема вертикальной зональности телетермальных месторождений, формировавшихся в субплатформенных условиях (обобщенный разрез на примере месторождений южной части Тихоокеанского пояса)

1 — толщи карбонатных пород: тонкослоистых глинистых доломитов (внизу) и массивных известняков (верхние горизонты); *2* — терригенные породы; *3* — метаморфизованные породы платформенного субстрата; *4* — секущие и согласные тела, сложенные рудами различного состава (обозначены индексами основных рудных и жильных компонентов и элементов-примесей); *5* — пути движения гидротермальных растворов

Для месторождений этой группы характерны следующие сочетания минеральных ассоциаций: киноварно-карбонатной с антимонито-кварцевой; реальгар-аурипигмент-кальцитовой и флюорит-баритовой, шватцит-кварцевой с галенит-сфалеритовой и халькопиритовой; антимонит-кварцевой с полисульфидной и шеелит-касситеритовой (со станнином), а также золоторудной и др.

Зональность

Зональность проявляется во всех масштабах: от рудных тел и месторождений до рудоносных зон и рудных провинций, что находится в некотором противоречии с представлениями о простом вещественном составе типично телетермальных месторождений и с данными о весьма значительном вертикальном размахе рудоотложения. Объясняется это различиями в характере проявления региональной зональности.

Для месторождений, сформировавшихся в условиях платформы, устанавливается четко выраженная вертикальная зональность, а для рудопроявлений геосинклинальных областей — горизонтальная. Первая обусловливается отложением все более низкотемпературных компонентов по мере замедленно восходящего передвижения растворов с одного структурно-литологического яруса на другой (рис. 234). Это — зональ-

ность отложения, или моноасцендентная, по Я. Кутине. Помимо указанного выше основного фактора, она определяется также влиянием вмещающих пород и эволюцией во времени рудогенерирующего очага— постепенным изменением состава подаваемых растворов. Второй тип зональности зависит в первую очередь от структурных факторов: рудоотложение происходит на фоне развивающихся (в пространстве и во времени) разрывных деформаций, по которым отдельные порции растворов поступают по зонам последовательно приоткрывающихся разломов (пульсационная, по С. Смирнову, 1955; стадийная, по В. Смирнову, 1965; полиасцендентная, по Я. Кутине).

Следует, однако, подчеркнуть, что, в отличие от более высокотемпературных, в телетермальных месторождениях стадийность рудоотложения проявляется менее четко: есть основания говорить о близко одновременном выделении большей части рудных и жильных минералов, что подтверждается случаями аномальных парагенетических соотношений, обусловленных многократным отложением одних и тех же комплексов минералов. Так, в ртутных месторождениях нередко можно встретить жеоды, в которых на кварце и доломите выделяются крупные кристаллы киновари с выросшими на их гранях кристалликами кварца и доломита, а также халькопирита. В ряде золото-вольфрам-сурьмяных месторождений отмечаются случаи тесного срастания шеелита, антимонита, шватцита и киновари. В некоторых полиметаллических и ртутных месторождениях свинцово-цинковые и ртутные минералы отлагались почти одновременно, причем первые характеризуются заметной изоморфной примесью ртути, а вторые — цинка. Объясняется это длительностью процесса формирования телетермальных месторождений, происходящего в стабильных термодинамических условиях.

Изменение окружающих пород

Для телетермальных месторождений решающим фактором, определяющим характер изменения вмещающих пород, при прочих равных условиях является скорость циркуляции рудоносных растворов: чем она ниже, тем более интенсивной будет степень проработки как непосредственно рудовмещающих, так и перекрывающих и подстилающих толщ. Наиболее наглядным примером в этом отношении являются месторождения, контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения; нацело перекристаллизованными в них являются иногда все толщи рудовмещающих доломитов и известняков, а перекрывающие их сланцы осветлены местами на многие сотни метров. Основную роль, вероятно, играл фильтрационный эффект, значение которого было показано в работах Д. Коржинского (1947), Р. Маккея (Mackay, 1946) и др.

Вещественный состав гидротермально измененных околорудных зон определяется, как правило, составом вмещающих пород, так как слабоконцентрированными рудоносными растворами привносится лишь крайне ограниченный круг ювенильных компонентов: в основном металлы и сера, иногда фтор; «сквозные» компоненты (галоиды, углекислота, щелочи и др.) играют при этом роль своеобразных катализаторов, способствуя перераспределению вещества в процессе гидротермальной переработки вмещающих пород.

Окварцевание, как показало изучение телетермальных сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии, обусловлено в подавляющем числе случаев привносом кремнезема, выщелачиваемого из подстилающих толщ алюмосиликатного состава. При формировании согласных джаспероидных залежей, локализующихся в кровле известняковой толщи непосредственно под сланцевым экраном, подстилающие сланцы вдоль рудовыводящих разломов оказываются осветленными иногда на

мощность до 150 *м* и на глубину свыше 2000 *м*. При этом содержание кремнезема в них падает в среднем на 15—20%. Как показывают подсчеты, практически все это количество (в отдельных рудных полях до 700—800 млн. *т*) идет на образование метасоматических джаспероидных залежей — основного рудовмещающего горизонта телетермальных месторождений.

Одновременно с выносом кремнезема из подстилающих толщ (контактируют с рудовмещающими породами по зонам крутопадающих взбросов) происходит также удаление некоторой части щелочей, железа и органических веществ. Эти компоненты локализуются в пределах перекрывающих сланцев (в виде, соответственно, серицита, «надрудного» пирита и графитизированного углистого вещества). Здесь же выделяются карбонаты, освобождающиеся в процессе окварцевания пород основного рудоносного горизонта. В последнем осаждается часть органических соединений, образуя минералы типа антраксолита, ассоциирующегося с флюоритом (при наличии в рудоносном растворе фтора), и жильными минералами, возникающими при перераспределении компонентов непосредственно рудовмещающих пород. В карбонатных толщах это будут кальцит и доломит, а в породах терригенного комплекса — диккит и иногда сидерит.

Флюоритизация и баритизация проявляются лишь при наличии в рудоносных растворах соответствующих компонентов. Флюоритизация — многостадийный процесс: на первых его этапах происходит «пропитывание» наиболее высокотемпературным (более 300—400° С) флюоритом вмещающих пород, непосредственно примыкающих к зонам рудовыводящих нарушений, затем происходит формирование более удаленных согласных метасоматических залежей и секущих жил и, наконец, одновременно с отложением главной массы рудных минералов выделяются кристаллы наиболее низкотемпературного (до 100° С и менее) флюорита. Барит метасоматически замещает рудовмещающие породы и образует секущие жилы на начальных стадиях формирования некоторых телетермальных месторождений и выделяется в пустотах в виде хорошо ограненных кристаллов на конечных этапах процесса.

Интенсивность проявления баритизации зависит от глубины образования месторождения, так как при отложении сульфатов существенную роль играет окислительный потенциал — наличие в подземных водах, смешивающихся с глубинными, растворенного кислорода. Последний фактор, наряду с двумя указанными выше (состав вмещающих пород и состав растворов), является решающим при формировании зон околорудного изменения в месторождениях, переходных к вулканогенным, особенно локализующихся в толщах эффузивных пород кислого состава. Здесь проявляются процессы алунитизации, каолинизации и диаспоритизации, приводящие к образованию так называемых «вторичных кварцитов».

Реакции «обменного» типа характерны для месторождений, приуроченных к крутопадающим зонам лиственитизации. Они формируются в результате воздействия рудоносных растворов на ультрабазитовые породы и вмещающие их толщи разнообразного состава. В зоне контакта последних возникают сложно ветвящиеся тела гидротермально измененных пород, представленных главным образом разнообразными карбонатами, ассоциирующимися с кварцем.

Роль температурного фактора можно иллюстрировать примером двух крайних представителей группы ртутных месторождений: наиболее высокотемпературных, образующихся при участии перегретых ртутьсодержащих эманаций, и самых низкотемпературных, в которых киноварь кристаллизуется вблизи поверхности из гелеобразных осадков термальных источников. В первом случае проработка вмещающих пород приводит к полной их перекристаллизации (превращение известня-

ков и доломитов в ленточные мраморы), а во втором — во вмещающих породах заполняются лишь свободные полости (травертином карбонатного или кремнеземистого состава).

Первичные ореолы рассеяния

Телетермальные месторождения в сравнении с другими эндогенными месторождениями характеризуются развитием протяженных и интенсивных ореолов гипогенного рассеяния элементов рудного комплекса, что иногда даже дает основания для заключения о первично повышенном фоне того или иного компонента (особенно это относится к свинцу, цинку и меди). Рассматривая свинец, цинк и медь в отдельных горизонтах рудовмещающей толщи в качестве сингенетичных их составляющих, некоторые авторы делают заключение о последующей мобилизации вещества с образованием промышленно интересных рудных залежей (Константинов, 1951 и др.).

Для отдельно взятого рудного тела вопрос о сингенетичном или эпигенетичном происхождении рудообразующих компонентов очень редко решается однозначно — каждый факт может истолковываться поразному. Так, приуроченность обогащенных рудных гнезд к зонам секущих нарушений еще не является безусловным доказательством эндогенного их происхождения; такого рода трещины могут рассматриваться в качестве путей проникновения растворов, не обязательно связанных с глубинным очагом (Германов, 1953), но вызвавших перераспределение вещества непосредственно в пределах первоначально рудоносной толщи. С другой стороны, частая приуроченность полиметаллических и медных месторождений к определенным литологическим фациям пород, позиция которых иногда отвечает положению древней береговой линии, еще не означает их сингенетичного образования.

В условиях осаждения минералов из слабоконцентрированных низкотемпературных растворов, какими в большинстве случаев являются телетермальные, последние особенно чутко реагируют на малейшее изменение литолого-структурных условий рудоотложения, чем и объясняется в большинстве случаев тяготение месторождений описываемого типа к зонам стратиграфического несогласия, характеризующимся изменением литологического состава пород по разрезу.

Анализ закономерностей образования первичных ореолов рассеяния рудообразующих элементов показывает, что их форма зависит от структурных факторов в еще большей степени, чем форма собственно рудных тел. При этом во всех случаях вокруг согласных залежей образуются ореолы, форма которых определяется положением рудоподводящих разрывных нарушений и конфигурацией рудолокализующих складчатых структур. Литологический фактор обусловливает лишь интенсивность ореолов на отдельных участках, определяющуюся избирательной осаждающей способностью пород того или иного состава.

Наиболее протяженные ореолы дает ртуть: свыше 1200 *м* в подстилающих толщах (максимально изученная по отдельным буровым скважинам глубина распространения) и более чем 1500 *м* — в перекрывающих. Содержания по мере удаления от рудной залежи закономерно снижаются — от первых долей процента до значений, приближающихся к кларковым. Ртуть является одним из наиболее надежных элементов-индикаторов и для многих других типов эндогенных месторождений, образуя выдержанные ореолы вокруг полиметаллических, медных, олово-вольфрамовых и других рудных тел. Несколько меньшее распространение в ореолах первичного рассеяния имеют мышьяк и цинк. Последний в равной мере типичен как для собственно полиметаллических, так и для ртутных месторождений. Остальные металлы (сурьма, свинец, олово, вольфрам и др.) являются гораздо менее под-

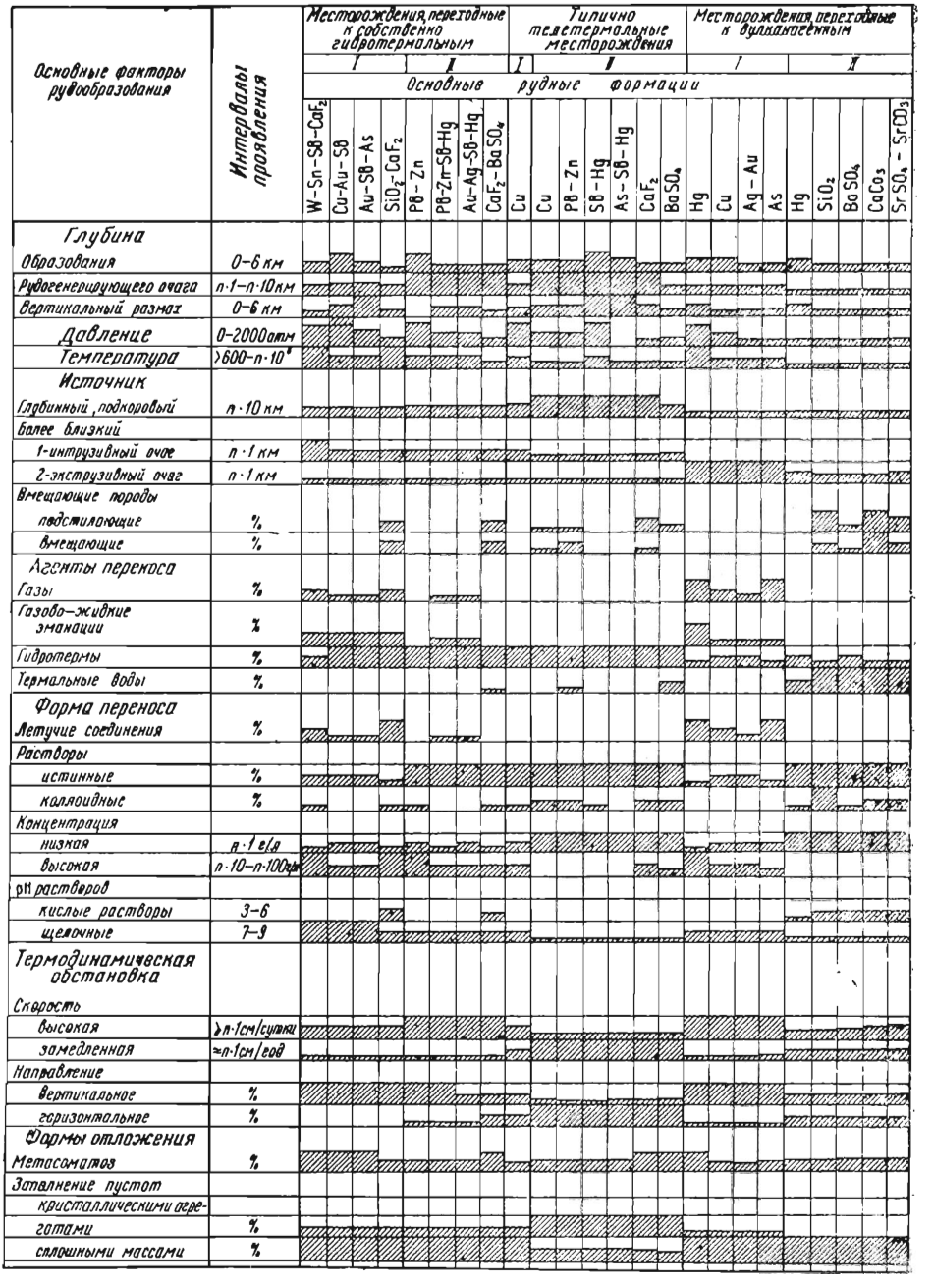


Рис. 235. Основные факторы рудообразования для разных типов месторождений

Относительное значение каждого фактора для месторождений отдельных генетических групп показано на диаграмме клетками различной высоты: I — месторождения более высокотемпературных подгрупп; II — месторождения менее высокотемпературных подгрупп

вижными, локализуясь обычно лишь непосредственно вдоль рудовыводящих нарушений, а также концентрируясь в зальбандовых частях рудоносных залежей и зон.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

По условиям образования среди описываемых месторождений могут быть выделены типично телетермальные, а также переходные к плутоногенным и вулканогенным. В каждой из этих трех групп намечаются в свою очередь месторождения более и менее высокотемпературные, характеризующиеся развитием тех или иных специфических минералогических ассоциаций (рудных формаций). Образование последних происходило под влиянием целого ряда факторов. На предлагаемой диаграмме (рис. 235) сделана попытка выразить в количественном отношении роль этих факторов в формировании различных типов телетермальных месторождений.

Глубина образования и давление

Необходимо четко разграничивать три категории понятий, связанных с проблемой глубины формирования телетермальных месторождений: 1) вертикальный размах рудоотложения; 2) глубина образования; 3) глубина расположения рудогенерирующего очага. Количественное выражение может быть дано лишь для вертикального размаха рудолокализации; о глубине образования месторождения можно судить на основании общегеологических данных, а вопрос о рудогенерирующем очаге, не говоря уже о конкретных данных о месте его расположения, представляется в большинстве случаев неразрешимым.

Вертикальный размах оруденения можно рассматривать с трех позиций: применительно к конкретным рудным телам, месторождениям (рудным участкам) и рудным полям (рудоносным зонам, приуроченным к единой геологической структуре). В первом случае глубина распространения оруденения будет измеряться обычно десятками, во втором — сотнями и в третьем — тысячами метров. Соответственно растет и степень прерывистости оруденения. Последний показатель — дискретность рудоотложения, равно как и значение вертикального размаха рудолокализации, находится в обратной зависимости от температуры образования: чем выше температура, тем в общем меньше вертикальный размах рудоотложения и тем более компактными являются месторождения (в ряде случаев понятия о рудном теле, месторождении и рудном поле здесь могут совпадать). Наоборот, с понижением температуры рудогенерирующих растворов увеличивается вертикальный диапазон возможного образования рудных залежей, которые располагаются обычно прерывисто, многоярусно, концентрируясь в обособленные рудные зоны.

Максимальный вертикальный размах рудоотложения установлен для наиболее низкотемпературных монометальных ртутных и, в меньшей мере, сурьмяных месторождений, локализовавшихся в пределах мощных толщ литологически однородных пород. Наглядным примером в этом отношении является Сымап-Адыракоуское рудное поле в Южной Фергане (рис. 236). Рудные тела секущего типа располагаются здесь в пределах известняково-доломитовой гряды, прорезающейся глубокими (более 3000 *м*) поперечными каньонами рек Сох и Исфара. Геоморфологическая обстановка исключает возможность искажения установленных значений вертикального размаха рудоотложения за счет передвижек по зонам послерудных разрывных нарушений.

На всем изученном интервале, достигающем по вертикали 3500 *м*, характер оруденения не меняется: практически единственным рудным

минералом является киноварь, а основным жильным — доломит, ассоциирующийся с кальцитом. Лишь на самых верхних участках отмечены небольшие количества реальгара и аурипигмента. Типоморфные элементы-примеси в киновари (цинк, мышьяк, селен) и их общее содержание остаются постоянными на всех горизонтах рудного поля, что свидетельствует о стабильности рудогенерирующих растворов и неизменности условий рудоотложения.

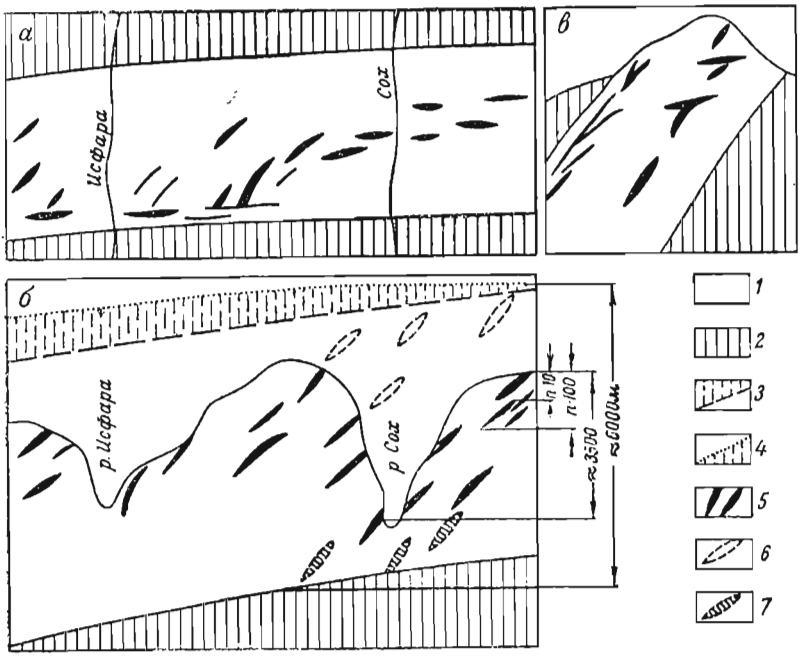


Рис. 236. Схемы вертикального размаха низкотемпературного ртутного оруденения, локализовавшегося в мощной толще пород однородного литологического состава (на примере Сымап-Адыракоуской рудной кулисы в Южной Фергане)

а — схематический план; *б* — обобщенная проекция на вертикальную продольную плоскость; *в* — позиция рудных тел в поперечном разрезе. *1* — доломиты и известняки девона — карбона; *2* — терригенные толщи силура — девона и среднего карбона; *3* — эродированная часть разреза; *4* — положение домезозойской денудационной поверхности (по Н. Синицину); *5* — рудные тела; *6* — позиция рудных тел, уничтоженных эрозией и скрытых на глубине; *7* — позиция рудных тел, скрытых на глубине. Цифры характеризуют вертикальный размах рудоотложения в масштабах соответственно рудного тела, рудного участка и месторождения, рудного поля и всей рудоносной структуры в целом

Учитывая эродированную часть рудовмещающей и перекрывающей толщ, а также возможность продолжения оруденения на глубину, общий размах рудолокализации можно определить в данном случае цифрой порядка 6 *км*. Оруденение здесь, как это вообще характерно для ртутных месторождений, прерывистое. Более выдержанные залежи устанавливаются для сурьмяных месторождений кварц-антимонитовой формации, контролирующихся структурами экранирования (Кадамджай в Средней Азии, Сигуаньшань в Китае и др.). В ряде случаев залежи такого рода прослеживаются непрерывно по наклонному падению на 10—15 *км* и более при фактически установленном вертикальном размахе оруденения порядка 1,5—2 *км* (предполагаемый размах — не менее 3—4 *км*).

Для месторождений группы, переходной к собственно гидротермальным, в отдельных случаях также известен весьма значительный вертикальный размах рудоотложения, причем обычно непрерывного.

Так, полиметаллические жилы Пшибрама эксплуатируются уже на глубине 1000—1200 *м*, а кварц-золоторудные жилы Колара вскрыты шахтами на отметке более 3200 *м* от поверхности.

Понятие о глубине образования месторождений вообще и телетермальных в частности является довольно неопределенным. Глубина, на которой формируется то или иное месторождение, зависит не столько от физико-химических, сколько от структурно-геологических условий (положения экранирующей поверхности и др.). Вероятно, в данном случае лучше говорить о верхнем и нижнем пределах рудообразования. Верхней его границей обычно является дневная поверхность, куда изливаются отработавшие порции гидротермальных растворов, содержащие некоторые количества рудообразующих компонентов, отлагающихся непосредственно в зоне циркуляции грунтовых вод, насыщенных кислородом. Последнее обстоятельство дает иногда основание для вывода о малой глубине формирования такого рода месторождений. Между тем, наблюдения над ртутьсодержащими палеоопалитами Южной Ферганы, описанными М. Трояновым (1961), которые представляют собой, по-видимому, метаморфизованные травертины трещинного типа, показывают, что отдельные их выходы в одном и том же районе могут располагаться на расстоянии от первых десятков до первых тысяч метров от древней — домезозойской — денудационной поверхности, намеченной Н. Синицыным (1960). Это свидетельствует о том, что и в данном случае вертикальный размах оруденения должен быть весьма значительным.

О нижней границе оруденения можно говорить пока лишь предположительно. Она также зависит от структурно-геологических условий, так как температурный фактор играет подчиненную роль. Отдельные месторождения телетермального облика (например, ртутные) могли формироваться при температурах, намного превышающих 300° С, что при обычном значении геотермического коэффициента может соответствовать глубинам до 10 тыс. *м*.

Вопрос о глубине заложения рудогенерирующего очага может решаться лишь на основании косвенных данных, вытекающих из твердо установленного факта о весьма значительном площадном распространении низкотемпературной минерализации. Поэтому здесь приведем лишь схему (рис. 237), свидетельствующую о том, что глубина, на которой рудоносные растворы поступают непосредственно в контуры рудолокализующих структур, должна находиться где-то за пределами первого десятка километров. Сам же рудогенерирующий очаг располагается, по-видимому, на еще большей глубине.

Непосредственные измерения давления газов в газово-жидких включениях, устанавливаемых в кристаллах кварца и других минералов, развитых в низкотемпературных полиметаллических и ртутно-сурьмяных месторождениях, дают обычно цифры порядка первых десятков атмосфер. Судя по приведенным выше данным о глубине образования телетермальных месторождений, давление при их формировании могло колебаться в весьма значительных пределах — от 1 до 2000 *атм*.

Температура образования

Современные источники, отлагающие ртуть, сурьму, мышьяк, свинец и цинк, имеют температуру от первых десятков градусов до 100° С. В вулканических областях с высоким геотермическим градиентом (Новая Зеландия, Камчатка) уже на глубине первых сотен метров температура таких ртутьсодержащих вод повышается иногда до 200—300° С. В отдельных случаях температура перегретых паро-водяных смесей может достигать 400° С и более. Это свидетельствует о достаточно широ-

ком диапазоне температур, при которых могут формироваться месторождения ртути, сурьмы, мышьяка и полиметаллов. И, действительно, измерение температуры гомогенизации газово-жидких включений в кристаллах жильных и рудных минералов, отобранных на ряде телетермальных месторождений, подтверждает этот предварительный вывод. Наибольший интервал температур рудообразования устанавли-

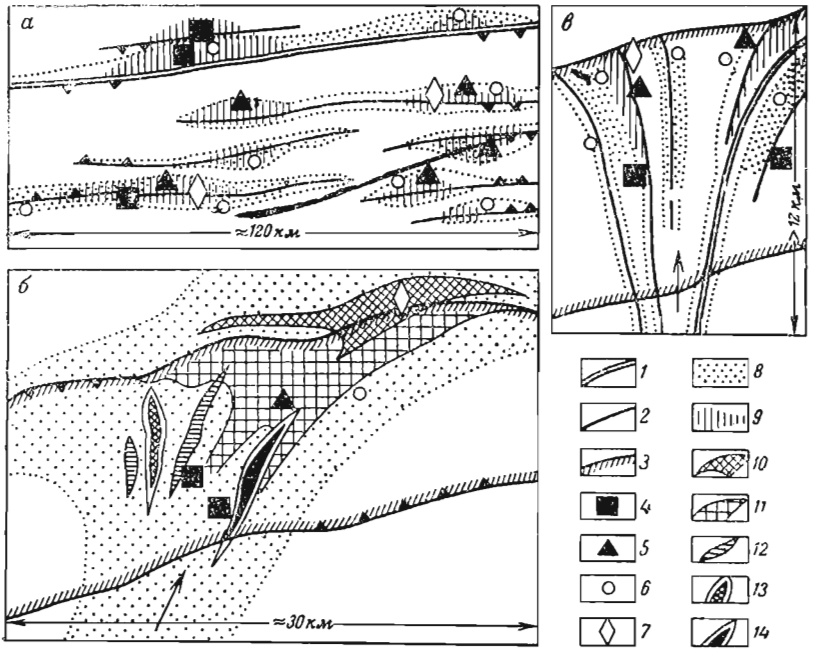


Рис. 237. Возможная глубина поступления рудоносных растворов в пределы рудолокализующей структуры (на примере Катранского ртутно-сурьмяного рудного узла)

а — схема расположения рудных кулис, контролирующихся разломами, падающими к центру рудоносной структуры; *б* — проекция минерализованных зон на продольную плоскость (на примере Ишметауской рудной кулисы); *в* — схематический поперечный профиль через рудолокализующую структуру, иллюстрирующий симметричное расположение рудоподводящих разломов, связанных с единым рудогенерирующим очагом

1 — краевой глубинный разлом; *2* — взбросо-надвиги; *3* — основная рудолокализующая толща; *4—7* — центры минерализации рудных кулис, характеризующиеся проявлениями наиболее высокотемпературных образований: *4* — полиметаллических, иногда с касситеритом и шеелитом, *5* — сурьмяных, *6* — ртутных, *7* — мышьяковых; *8—14* — ореолы распространения минерализации: *8* — ртутной, *9* — комплексной полиметальной, *10* — мышьяковой, *11* — сурьмяной, *12* — полиметаллической, *13* — оловянной, *14* — вольфрамовой

вается для ртутных и флюоритовых месторождений (от первых десятков до многих сотен градусов), наименьший — для полиметаллических и баритовых (50—200° С). Относительной стабильностью температурного режима отличаются сурьмяные месторождения кварц-антимонитовой формации (в среднем 150—200° С).

Таким образом, температурный фактор не является решающим при отнесении того или иного месторождения к группе телетермальных. Так, ртутные проявления уже упоминавшегося ранее Сымап-Адыракоуского рудного поля в Средней Азии, локализовавшиеся в толще однородных доломитов, характеризуются, независимо от относительной глубины расположения, температурой образования порядка 80—150° С. В то же самое время для аналогичных рудопроявлений Тихоокеанского пояса установлена температура примерно в два раза более высокая — в среднем 200—250°. В пределах Хайдарканского ртутно-сурьмяного поля в Средней Азии отмечается резкий перепад температур по мере

удаления от рудоподводящих разломов: на расстоянии в 1,5—2 *км* температура образования основных жильных минералов последовательно падает с 350—300 до 120—80° С.

Источник рудообразующего вещества

Основное количество рудообразующих компонентов телетермальных месторождений поступает из рудогенерирующих очагов, а часть заимствуется из подстилающих и непосредственно рудовмещающих толщ (рис. 238).

Для типично телетермальных месторождений источником главных рудных компонентов являются, по-видимому, глубинные очаги, возможно даже подкорового заложения. Для переходных к собственно гидротермальным и вулканогенным месторождениям можно предполагать наличие рудогенерирующих очагов, залегающих на более умеренных глубинах и ассоциирующихся, соответственно, с центрами развития интрузивных и экструзивных образований, что доказывается общностью путей внедрения магматических масс и последующего проникновения рудоносных растворов и эманаций.

При этом отмечается четко выраженная специализация: для рудных провинций в целом, а иногда и для слагающих их рудных узлов, связанных с обособленными рудогенерирующими очагами, устанавливается свой круг типоморфных элементов. Так, практически во всех телетермальных месторождениях Среднеазиатской рудной провинции широко развит флюорит, а из элементов металлогенического фона — селен, входящий в виде изоморфной примеси в состав большинства рудных минералов. В то же самое время для соседней — Кавказской рудной провинции ни фтор, ни селен не характерны. С другой стороны, общим типоморфным элементом в обеих рудных провинциях является мышьяк. Это дает основание для вывода о глубинном источнике таких элементов металлогенического фона (они устанавливаются практически во всех месторождениях той или иной рудной провинции, независимо от состава вмещающих их пород).

Для ряда наиболее распространенных компонентов телетермальных месторождений определенно устанавливается заимствование их (полное или частичное) из подстилающих, непосредственно рудовмещающих и отчасти перекрывающих толщ. Это в значительной степени относится к жильным минералам (кварц, карбонаты, глинистые минералы, кальций во флюорите и др.) и, в меньшей мере, к рудным (железо в пирите, молибден в иордизите и др.).

Выделяется также довольно широкий комплекс элементов, для которых можно предполагать различный генезис. Так, кремнезем в равной степени может привноситься рудогенерирующими растворами и выщелачиваться из подстилающих пород. В отношении источника меди, свинца и цинка единого мнения пока нет. Возможно, что в отдельных случаях происходит мобилизация этих компонентов из обогащенных ими горизонтов рудовмещающих толщ и последующее переотложение в благоприятных участках. Основное же их количество, по мнению автора, поступает из глубинных очагов.

Агенты переноса

Основная часть телетермальных месторождений формируется гидротермальными растворами глубинного происхождения. В зоне циркуляции подземных вод имеет место, по-видимому, частичное смещение ювенильных и метеорных вод. В отдельных случаях, как полагает А. Сауков (1963), существенную роль могут играть термальные воды метаморфогенного происхождения. Не исключена возможность, что

именно такой генезис имеют некоторые современные термальные источники, из которых происходит отложение соединений тяжелых металлов (в незначительных, однако, размерах).

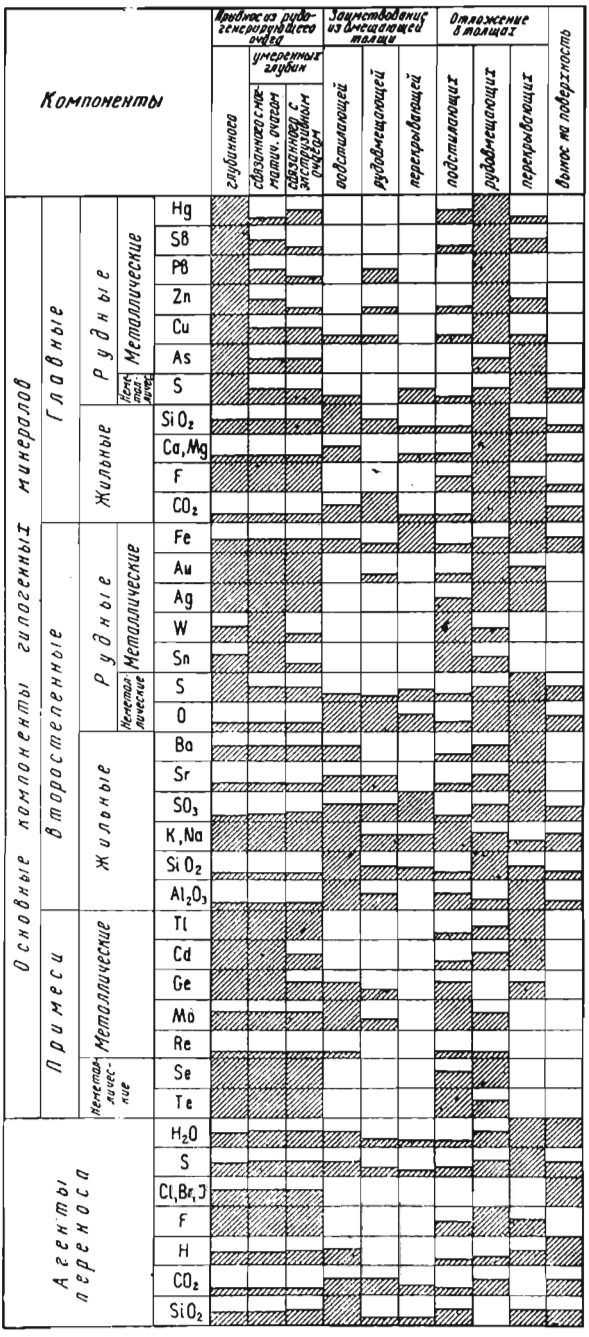


Рис. 238. Источники поступления основных рудообразующих компонентов телетермальных месторождений. Относительная значимость их определяется высотой заштрихованной клетки

В субвулканических областях какое-то количество компонентов, характерных для телетермальных месторождений, может переноситься в газовой фазе. Отдельные ртутные месторождения Тихоокеанского

пояса, судя по данным изучения включений в кристаллах жильного кварца, формировались при активном участии перегретых (более 400° С) газово-жидких эманаций, представленных в основном парами воды в надкритическом состоянии, содержащими парообразную ртуть. После охлаждения рудоносных эманаций и высаждения большей части ртути в виде киновари и капелек самородной ртути некоторое количество паров последней проникало во вмещающие породы, уходя от мест локализации на многие сотни метров.

Физическая и химическая форма переноса

Для ртути доказана возможность переноса значительных ее количеств в газовом состоянии в виде паров — как чисто ртутных, так и в смеси с парами воды, содержащими примесь сероводорода и углекислоты. В виде летучих соединений в субвулканических областях могут перемещаться мышьяк, отчасти цинк, свинец, медь, молибден и др. По мнению ряда исследователей (Сургай, 1954 и др.), существенную роль в газовом переносе металлов должен играть фтористый водород. Действительно, вокруг многих интрузивных тел щелочного состава, развитых в Алайском хребте Южного Тянь-Шаня, наблюдаются мощные зоны интенсивно измененных пород, «пропитанных» высокотемпературным (более 300—400° С) флюоритом.

Характер метасоматического замещения вмещающих пород свидетельствует о возможном участии в этом процессе газовой фазы. Однако установленные здесь же прожилки сурьмяных (с ртутью) минералов связаны с выделениями более поздних генераций флюорита, выделившегося из гидротермальных растворов, имевших температуру уже порядка 300—200° С и ниже. И для собственно флюоритовых месторождений телетермального типа, а также связанных с ними ртутно-сурьмяных и полиметаллических, гомогенизация газово-жидких включений в кристаллах жильных минералов происходит при температуре 100—200, иногда 300° С. Следовательно, летучие фтористые соединения не играют существенной роли в формировании телетермальных месторождений.

Исходя из этого можно полагать, что бóльшая часть рудных и жильных компонентов переносится гидротермальными растворами в виде комплексных ионов. Растворы, как правило, истинные. В полузастойных участках под экранирующими поверхностями и в верхних частях приоткрытых рудолокализующих трещин, где концентрация растворов повышается, последние иногда могут приобретать коллоидный характер, что обусловливает возникновение коллоидных текстур руд. Коллоидные растворы, таким образом, играют локально подчиненную роль.

Концентрация рудоносных растворов, как показывает анализ большого числа газово-жидких включений в кристаллах кварца из разнообразных месторождений телетермального типа, в общем низкая: в среднем от 2—3 до 5—6 *г/л*. Для некоторых сурьмяных месторождений кварц-антимонитовой формации, в образовании которых существенное участие принимали коллоиды, концентрация могла повышаться до многих десятков граммов на литр. Наконец, специфическая группа рудных жил прямого заполнения, сложенных плотными агрегатами разнообразных сульфидов, ассоциирующихся с шеелитом и иногда касситеритом, формировалась, по-видимому, за счет весьма концентрированных растворов (до первых сотен граммов на литр).

Растворы были слабо щелочные, иногда близкие к нейтральным (pH около 7). В зоне смешения с поверхностными водами, обогащенными кислородом, они могли нейтрализоваться и затем становиться

кислыми. При этом, например, вместо киновари из растворов осаждается метациннабарит, часто ассоциирующийся с баритом и алунитом.

Термодинамическая обстановка

При формировании телетермальных месторождений решающее значение имеют такие факторы, как скорость и направление движения гидротермальных рудообразующих растворов. Количественные их характеристики могут быть определены лишь на основании косвенных данных — по текстурам минеральных агрегатов и онтогеническим особенностям отдельных их составляющих, а также по положению рудных тел в пространстве, или же методом аналогии, путем сравнения с термодинамической обстановкой, характерной для современных термальных источников и бассейнов минерализованных подземных вод.

По возможной скорости продвижения рудообразующих растворов и эманаций месторождения телетермального типа могут быть подразделены на три группы: формирующиеся в условиях быстрого подъема гидротерм, прерывистого и замедленного. Высокая скорость подъема является, по-видимому, отличительной чертой высокотемпературных эманаций и газов, так как для сформированных при их участии месторождений характерны, как правило, крутопадающие, чаще всего столбчатые, сложно ветвящиеся формы рудных тел, сложенных или сливными рудами, или же представленных интенсивно проработанными породами, «пропитанными» мельчайшими выделениями рудных минералов.

Свидетельством сравнительно высокой скорости движения растворов, а следовательно, и непродолжительности по времени периода рудообразования, является в данном случае резкий перепад температур выделения минералов по направлению к зальбандам рудных жил, а также отсутствие выдержанных ореолов гипогенного рассеяния элементов-индикаторов. Слабый прогрев вмещающих пород служит косвенным доказательством высокой скорости подъема высокотемпературных газово-жидких эманаций и гидротермальных растворов.

Прерывистый характер движения рудоносных растворов устанавливается для месторождений, контролирующихся структурами экранирования. Рудоподводящими здесь являлись зоны крутопадающих, сложно расщепляющихся разломов, отдельные ветви которых сообщались с поверхностью, а другие замыкались в местах перехода из рудолокализующих толщ хрупких пород в перекрывающие их пластичные. Постоянная циркуляция гидротерм осуществлялась со сравнительно высокой скоростью по зонам нарушений первого типа, длительное время существовавших в приоткрытом состоянии.

Стабильность термодинамических условий не способствовала выделению рудообразующих компонентов в такого рода открытых системах. Основная масса рудных и жильных минералов отлагалась в замкнутых или полузамкнутых боковых трещинах, где создавались полузастойные условия циркуляции гидротерм (сочетание прямого движения растворов по трещинам с медленной диффузией отработавших их порций сквозь перекрывающую толщу пород).

Замедленная, до застойной, циркуляция рудоносных растворов — основная отличительная особенность телетермальных месторождений, контролирующихся структурами внутриформационного расслоения в толщах карбонатных пород (преимущественно доломитовых) и приуроченных к выдержанным пластам пористых пород (песчаников). Для месторождений этого типа характерно напорно-динамическое состояние систем (аналогия с современными напорно-артезианскими бассейнами), когда рудоносные растворы пропитывают всю толщу рудовмещающих пород, медленно передвигаясь вдоль отдельных, наи-

более проницаемых пластов, или же по зонам внутриформационного расслоения. Последние, как правило, возникают внутри горизонтов тонкослоистых глинистых доломитов в местах незначительных (до первых десятков градусов) перегибов по падению. Они представляют собой системы сравнительно коротких согласных трещин, располагающихся параллельно друг другу и между собой сообщающихся. Длительное их существование в приоткрытом состоянии обусловливается слабой самозалечиваемостью трещин в доломитах, в отличие от известняков, где такие трещины сразу же после их возникновения закупориваются жильным кальцитом.

О замедленном движении растворов вдоль зон внутриформационного расслоения свидетельствует наличие широких ореолов гипогенного рассеяния элементов-индикаторов вокруг основных рудных залежей, интенсивная гидротермальная переработка вмещающих пород — иногда с полной их перекристаллизацией, преобладающее развитие кристаллических форм выделения как жильных, так и рудных минералов, нисходящее иногда движение гидротерм и др.

В зависимости от преобладающего направления движения рудообразующих растворов рассматриваемые месторождения можно разделить на две резко различные группы. Наиболее обычным является случай, когда растворы характеризуются восходящим движением — или по кратчайшему пути к дневной поверхности, или же под некоторым углом к ней, определяющимся положением рудоподводящего канала.

В местах экранирования основного потока горизонтами полупроницаемых пород, например, сланцами, или же зонами пологих чешуйчатых надвигов, сопровождающихся глинками трения, его восходящее движение может несколько отклоняться — вплоть до горизонтального и даже обратного (в рудолокализующих складках куполовидного типа). Тем не менее это можно рассматривать лишь в качестве частного случая, так как расстояние, на котором движение по вертикали сменяется горизонтальным, не превышает обычно первых сотен метров. К тому же отработавшие порции растворов, лишенные полезного груза и продиффундировавшие сквозь толщу экранирующих пород, продолжают свое движение вверх по направлению к дневной поверхности. Это относится в первую очередь к месторождениям переходных групп (собственно гидротермальным и вулканогенным), в образовании которых существенную роль играли сравнительно более высокотемпературные эманации и растворы, двигающиеся преимущественно по зонам крутопадающих приоткрытых разломов.

Совершенно обособленную группу составляет часть собственно телетермальных месторождений, контролирующихся структурами внутриформационного расслоения. Они локализуются обычно в периферических зонах древних массивов, располагающихся в пределах мобильных участков платформ, характеризующихся весьма пологим (местами до горизонтального) залеганием пород. Известны они и в некоторых палеогеосинклинальных зонах. Рудоподводящими каналами здесь обычно служили ослабленные зоны, представленные системами сравнительно малоамплитудных крутопадающих нарушений, четко проявляющихся лишь в более метаморфизованных толщах нижних структурно-литологических ярусов.

В верхних горизонтах платформенного чехла большая часть их затухает, иногда полностью выклиниваясь в пластичных породах. В нижних горизонтах платформенного чехла (средний структурно-литологический ярус) эти рудоподводящие трещины сопрягаются с зонами описанных ранее согласных субпараллельных трещин, образующихся в результате расслоения внутри литологически благоприятных горизонтов в местах их перегиба по падению. Дальше движение

рудоносных растворов происходило непосредственно по этим зонам внутриформационного расслоения в направлении, близком к горизонтальному.

Тщательная документация, выполненная на отдельных рудных полях такого типа, показала, что медленная циркуляция растворов вдоль почти горизонтально залегающих пластов могла происходить на расстояние минимум 30—40 *км*. На всем этом интервале направление движения растворов строго фиксируется по онтогеническим особенностям кристаллов жильных и рудных минералов, выделявшихся в многочисленных пустотах, а также по признакам горизонтальной зональности (падение температуры по мере удаления от систем рудоподводящих трещин и уменьшение количества и суммарного содержания элементов-примесей в основных рудных минералах и др.).

Причины и формы отложения рудообразующих компонентов

Причины выделения из ртутьсодержащих гидротермальных растворов киновари и метациннабарита всесторонне рассмотрены в работах А. Саукова (1946, 1963). Он подчеркивает значение таких факторов, как изменение термодинамических (уменьшение температуры, давления и др.) и физико-химических (падение концентрации, изменение состава и др.) особенностей растворов и влияние среды (дополнительное поступление углекислоты, осаждающая роль органических соединений и др.). В полной мере все эти факторы относятся и к другим типам телетермальных месторождений: сурьмяным и мышьяковым, медным, свинцово-цинковым и др. Однако для каждой группы относительная значимость того или иного фактора будет различной.

При формировании относительно высокотемпературных месторождений, особенно некоторой части ртутных, образующихся при участии газово-жидких эманаций, главным фактором рудоотложения является резкий перепад температур, наблюдаемый в непосредственной близости от прогретого рудоподводящего канала. При нередко наблюдающемся дефиците серы в такого рода перегретых водяно-ртутных смесях пары последней конденсируются во вмещающих породах, насыщая их мельчайшими капельками самородной ртути в количествах, достигающих иногда 70—80% от общего веса породы. При последующем падении температуры до 300° С и менее происходит выделение сернистых соединений ртути: киновари или метациннабарита, а также иногда шватцита.

Для месторождений, образующихся гидротермальными растворами, факторы рудоосаждения будут, по-видимому, более разнообразными. Разбавление ювенильных растворов вадозными водами, содержащими свободный кислород и поэтому характеризующимися высоким окислительным потенциалом, играет решающую роль лишь для месторождений специфической группы — переходной к вулканогенным, с одной стороны (алунитовые), и к собственно гидротермальным (баритовые), — с другой.

Роль вмещающих пород выступает на первый план при отложении жильных минералов, слагающих в значительной степени дорудные зоны гидротермально измененных пород. Так, в ряде случаев комплекс жильных минералов практически целиком определяется составом подстилающих и непосредственно рудовмещающих пород. В качестве примера можно указать на сплошную доломитизацию отдельных горизонтов в толщах карбонатных пород, содержащих согласные залежи низкотемпературных свинцово-цинковых руд, зоны диккитизации в ртутных месторождениях, приуроченных к породам алюмосиликатного состава, залежи джаспероидно-кальцитовых брекчий, развивающиеся на контакте известняков и перекрывающих их сланцев, и др.

При отложении собственно рудных минералов, выделяющихся обычно на завершающих этапах гидротермального процесса, этот фактор уже не является ведущим, так как последние порции рудоносных растворов двигались практически в однородной среде — в породах, уже подвергшихся предварительному изменению в соответствии с составом гидротермальных растворов. Это положение подтверждается, например, исключительным постоянством комплекса рудных минералов телетермальных месторождений, не обнаруживающим какой-либо зависимости от состава жильных минералов. Так, киноварь ассоциируется с кальцитом в известняках, с доломитом — в доломитах, разнообразными карбонатами — в зонах лиственитизации вблизи ультрабазитовых тел, диккитом — в песчаниках, сланцах и глинах, цеолитами — в эффузивах и т. д.

При прочих равных условиях отложение рудных минералов в значительной степени определяется фактором времени, который находится в прямой зависимости от скорости циркуляции рудоносных растворов. Для типично телетермальных месторождений характерно очень замедленное продвижение гидротерм, приближающихся к физико-химическому равновесию с окружающей средой.

Процесс формирования согласных рудных залежей идет двумя путями: перекристаллизация вмещающих пород с очень небольшим привносом одних компонентов (например, соединений бария) и выносом других (например, органических соединений) и заполнение пустот рудными и отчасти жильными минералами в условиях медленного роста кристаллов, постоянно омываемых рудоносными растворами почти постоянного состава. Это обусловливает развитие специфических типов текстур руд, характерных в основном лишь для телетермальных месторождений: полосчатых и мелковкрапленных в зальбандовых частях залежей и кокардово-друзовых и брекчиевидных (в том числе и брекчий предрудного растворения) — в зонах максимального развития структур внутриформационного расслоения. В последнем случае иногда развиваются и текстуры, возникающие в результате раскристаллизации коллоидных образований.

Минерало-геохимические ассоциации

В отличие от месторождений других генетических типов, телетермальные месторождения обычно характеризуются однородным и в общем довольно простым вещественным составом. О их генетических связях можно судить на основании родственных минерало-геохимических ассоциаций, которые иллюстрируются диаграммами (рис. 239).

Как видно из диаграммы рис. 239, ртуть образует 16 основных минералов, а сурьма 73, в которых они наиболее тесно ассоциируются со свинцом, серебром, железом, медью, мышьяком. Известны также природные их соединения с теллуром, золотом, оловом, селеном, цинком, т. е. практически со всеми элементами, типоморфными для телетермальных месторождений. Такие элементы, как мышьяк, цинк, серебро, медь, золото, кадмий, галлий, германий, таллий, селен, теллур, входят в число наиболее распространенных примесей в основных минералах ртути и сурьмы — киновари и антимонита. В ряде месторождений устанавливаются парагенетические ассоциации этих минералов с шеелитом и касситеритом. Все это подтверждает правомочность объединения ртутно-сурьмяных месторождений с месторождениями перечисленных выше элементов в единую генетическую группу.

Мышьяк (рис. 240) входит в состав 141 минерала, обнаруживая наиболее тесную связь с медью, свинцом, железом, цинком, серебром, сурьмой и другими ведущими компонентами телетермальных месторождений. Наличие, кроме перечисленных выше, также большого коли-

чества минералов, в которых мышьяк ассоциируется с никелем, кобальтом и некоторыми другими элементами месторождений иных генетических типов, объясняется тем, что в последних мышьяк входит в состав более высокотемпературных минералов, таких, как арсенопирит, образуя специфическую арсенопиритовую рудную формацию, в отличие от низкотемпературной реальгар-аурипигментовой.

Свинец и цинк (рис. 241) образуют соответственно 140 и 57 самостоятельных минералов, в которых они связаны с мышьяком, медью, оловом, вольфрамом, молибденом и др. Особняком стоит висмутовая рудная формация. Висмутсодержащие (с полиметаллами) месторождения образуют обособленную генетическую группу типично гидротер-

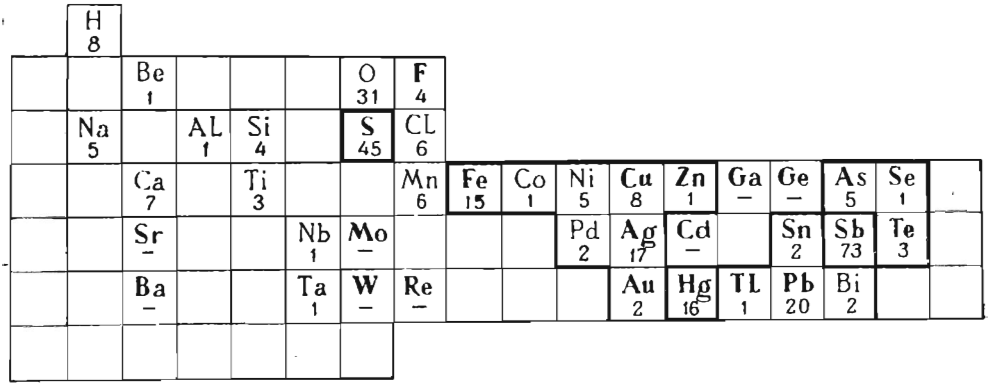


Рис. 239. Минерало-геохимические ассоциации ртути и сурьмы. Диаграмма построена на основании данных о наиболее распространенных минералах, приведенных в учебнике минералогии А. Бетехтина

Здесь и далее цифры под индексом каждого элемента показывают количество ртуть- и сурьмусодержащих минералов, в состав которых входит этот элемент. Жирными линиями выделены наиболее распространенные геохимические ассоциации элементов, характеризующихся наличием прямых минерало-генетических связей

мальных месторождений, не связанных с телетермальными. В последних висмут обычно не обнаруживается даже в качестве сколько-нибудь распространенного элемента-примеси.

Для меди (рис. 242) известно 162 главных минерала, не считая многочисленных разновидностей. В месторождениях описываемого типа она обнаруживает генетическое родство с мышьяком, свинцом, железом, серебром, цинком, сурьмой, теллуром, оловом, молибденом и др. Ассоциация с висмутом, а также с платиной, как и в предыдущем случае, относится к более высокотемпературной рудной формации собственно гидротермальных месторождений.

Золото образует 13, а серебро 56 самостоятельных минеральных видов (рис. 243). Они встречаются практически во всех группах месторождений описываемого типа: ртутно-сурьмяных (соответственно 2 и 16 общих минералов), мышьяковых (8 минералов), полиметаллических (кроме чисто цинковых) и др.

Олово (14 минералов), вольфрам (15 минералов) и молибден (7 минералов) образуют комплексные минералы лишь с ограниченным числом компонентов, характерных для месторождений телетермального типа (рис. 244): свинцом (5 минералов), медью, цинком, железом (по 2 минерала), серебром (1 минерал). Это свидетельствует об отсутствии тесных генетических связей олово-вольфрам-молибденовых месторождений с типично телетермальными, и лишь наличие единичных месторождений, в которых устанавливаются парагенетические ассоциации минералов олова и вольфрама с разнообразными сульфидами, в том числе с антимонитом и шватцитом, а также иногда с киноварью,

	H 70																		
			B 1			O 86	F 5												
	Na 4	Mg 11	Al 6	Si 3	P 4	S 35	CL 7												
		Ca 24			Y 5	Cr 1	Mn 21	Fe 20	Co 10	Ni 14	Cu 37	Zn 10	Ga —	Ge —	As 141	Se —			
		Sr —	Y 1			Mo —					Ag 8	Cd —		Sn 1	Sb 6	Te —			
		Ba 1				W —	Re —			Pt 1	Au —	Hg —	TL 3	Pb 27	Bi 5				
						U 6													

Рис. 240. Минерало-геохимические ассоциации мышьяка

	H 85																		
		Be 1	B 1	C 15		O 144	F 3												
	Na 2	Mg 5	AL 12	Si 24	P 19	S 69	Cl 21												
	K 2	Ca 17		Ti 3	V 7	Cr 4	Mn 20	Fe 21	Co 1	Ni 1	Cu 35	Zn 57	Ga —	Ge —	As 37	Se 6			
		Sr 1		Zr 1	Nb 1	Mo 2					Ag 10	Cd —		Sn 4	Sb 24	Te 11	J 2		
		Ba 1			Ta 1	W 4	Re —				Au 1	Hg —	TL 1	Pb 140	Bi 18				
						U 8													

Рис. 241. Минерало-геохимические ассоциации свинца и цинка

	H 97																		
			B 1	C 6	N 2	O 125	F 2												
	Na 4		AL 10	Si 6	P 16	S 69	CL 16												
	K 3	Ca 8			V 7	Cr 1	Mn 2	Fe 16	Co 1	Ni 2	Cu 162	Zn 11	Ga —	Ge 1	As 36	Se —			
		Sr —	Y 1			Mo 1					Ag 13			Sn 2	Sb 8	Te 3	J 5		
		Ba —				W —	Re —			Pt 2	Au —	Hg —	TL —	Pb 25	Bi 11				
						U 8													

Рис. 242. Минерало-геохимические ассоциации меди

дает основания выделять группу гидротермальных месторождений этих металлов, переходную к телетермальным.

Группа рассеянных элементов, типоморфных для большей части телетермальных месторождений (рис. 245), не образует обычно в них самостоятельных минералов, входя изоморфно в состав других минеральных видов.

Так, кадмий, галлий и германий образуют повышенные концентрации (кадмий до 1% и более, а галлий и германий иногда до первых десятых долей процента) в сфалеритах наиболее поздних генераций, особенно в полиметаллических месторождениях, обнаруживающих пространственную и генетическую связь с ртутно-сурьмяными. Таллий накапливается в дисульфидах железа в месторождениях киноварно-реальгаровой рудной формации. Селен является обычной примесью в киновари, а теллур — в антимоните. Последний элемент, кроме того, входит в состав ряда золото-серебряных месторождений, образуя иногда и самостоятельные минералы с этими элементами, особенно золотом. Селен в виде изоморфной примеси входит в состав многих сульфидных минералов медно-полиметаллических месторождений.

Некоторые из этих элементов в отдельных рудных провинциях можно рассматривать в качестве элементов металлогенического фона. Входя в состав месторождений различных генетических типов, они являются как бы связующими звеньями, позволяющими судить о степени родства между ними. Изучение закономерностей размещения элементов-примесей в ряде месторождений спорного генезиса (например, пластовых свинцово-цинковых и медных), может дать доказательства в пользу связи их с заведомо эндогенными месторождениями этого же района.

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди большого числа классификационных признаков можно выделить четыре главных группы: 1) непосредственно наблюдаемые (вещественный состав рудных тел, их форма и вмещающие породы); 2) устанавливаемые в процессе детального изучения (рудовмещающие формации, рудоконтролирующие структуры, глубина формирования); 3) предполагаемые на основании исследования конечных продуктов гидротермального процесса, таких, как текстуры и структуры руд, остатки среды рудообразования в виде газово-жидких включений в отдельных минералах, и др. (температура растворов, их исходный состав, физико-химические условия рудоотложения, металлогеническая специализация отдельных регионов); 4) гипотетические (глубина расположения рудогенерирующего очага и его характер, источник минералообразующих растворов и др.).

Для целей эксплуатации и отчасти разведки месторождений вполне достаточной будет классификация, основывающаяся на первой и в некоторой степени на второй группе признаков. Однако уже при планировании поисковых работ необходимо руководствоваться критериями, выходящими за рамки прямых поисковых признаков и требующими более глубокой расшифровки условий формирования месторождений. Особенно возрастает роль этой группы признаков при прогнозировании скрытого оруденения в новых районах. Этому условию в наиболее полной степени должна удовлетворять полноценная генетическая классификация месторождений. В ее задачу, с точки зрения автора, входят: 1) определение места рассматриваемой группы месторождений (в данном случае телетермальных) в ряду других групп; 2) расшифровка физико-химических условий их формирования; 3) установление

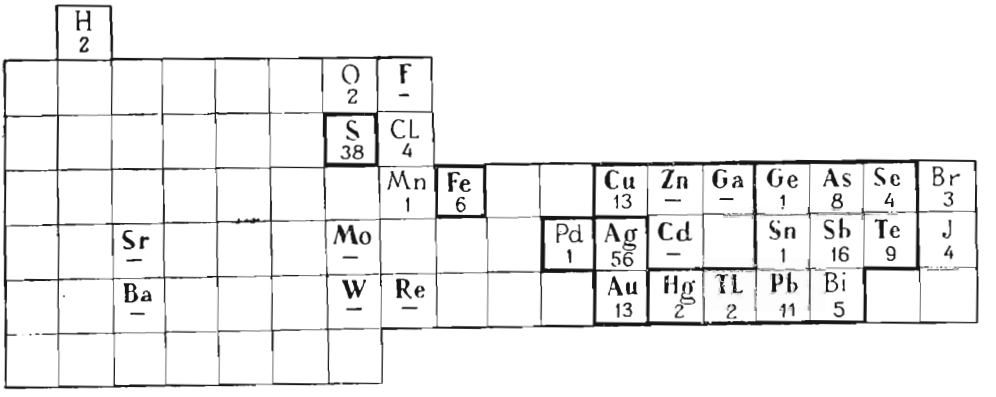


Рис. 243. Минерало-геохимические ассоциации золота и серебра

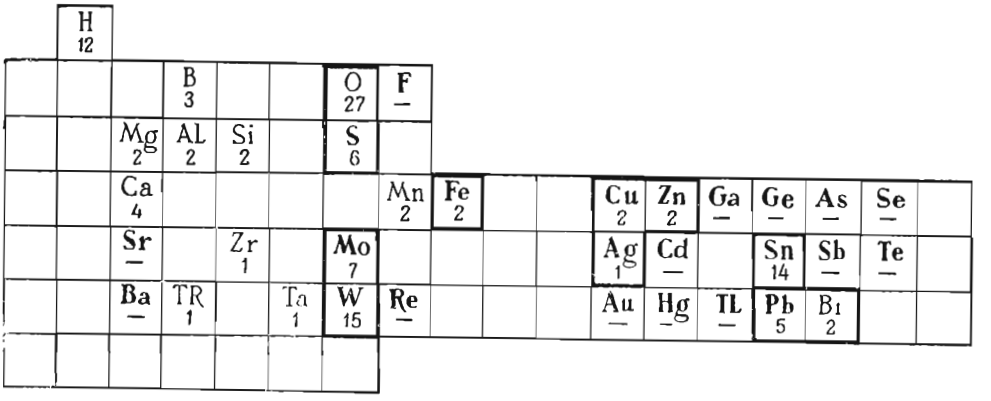


Рис. 244. Минерало-геохимические ассоциации вольфрама, олова и молибдена

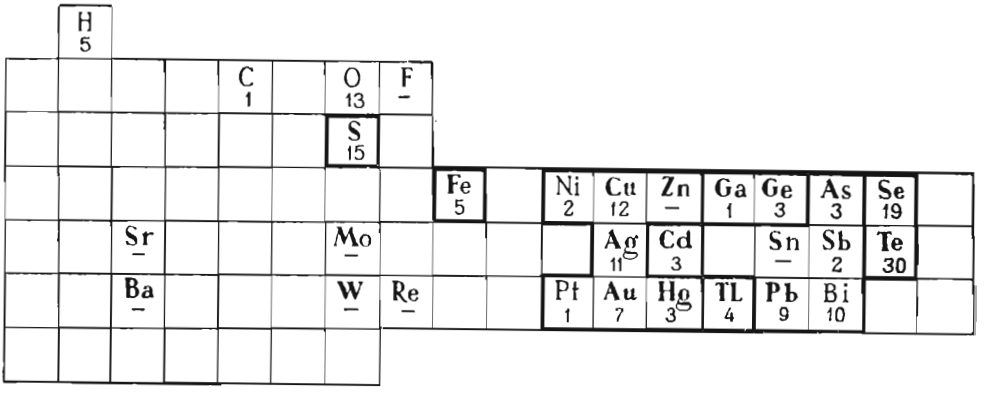


Рис. 245. Минерало-геохимические ассоциации группы рассеянных элементов: селена, теллура, таллия, кадмия, галлия и германия

геологической позиции месторождений и выделение геолого-структурных типов слагающих их рудных тел.

Генетическая классификация, таким образом, вынуждена основываться преимущественно на второй и третьей, отчасти даже четвертой группах отличительных признаков, что предопределяет повышение роли субъективного фактора при отнесении каждого конкретного месторождения к той или иной группе.

Телетермальные месторождения занимают место в одном ряду с плутоногенными и вулканогенными гидротермальными, характеризуясь наличием ряда общих с ними черт. Исходя из этого, телетермальные месторождения, как уже указывалось ранее, можно разделить на три подгруппы: типично телетермальные и переходные — с одной стороны к плутоногенным, а с другой — к вулканогенным. Главным отличительным признаком месторождений каждой из трех выделенных подгрупп будет являться отношение к изверженным породам: в районах развития типично телетермальных месторождений какие-либо проявления магматизма обычно полностью отсутствуют (особенно близкие по возрасту); для месторождений, переходных к плутоногенным гидротермальным, намечается пространственная и иногда даже парагенетическая связь с телами интрузивных пород (типа малых интрузий); для месторождений последней подгруппы — переходных к вулканогенным — часто устанавливается связь с проявлениями вулканической деятельности — пространственная, возрастная и парагенетическая ассоциация с образованиями типа некков. Во всех трех случаях источником рудоносных гидротерм и эманаций служат глубинные очаги, однако предварительный прогрев рудоподводящих каналов обусловил более высокую концентрацию растворов и их сравнительную многокомпонентность для месторождений субплутоногенного генезиса и значительную долю участия газовой фазы при формировании месторождений субвулканогенного типа.

Дальнейшее, еще более дробное подразделение месторождений описываемой группы производится на основании данных о их геолого-тектонической позиции. Наиболее общим признаком является приуроченность к региональным структурам первого порядка — складчатым зонам или платформам, что определяет характер разреза рудовмещающих толщ, а следовательно, особенности рудоконтролирующих структур и отчасти термодинамические условия рудоотложения, структурно-морфогенетические типы рудных тел и др.

Для складчатых областей характерны месторождения с рудными залежами, контролирующимися структурами экранирования; развиты также секущие и контактовые тела. Для месторождений, формирующихся в субплатформенных условиях, более обычными являются или типично пластовые залежи, особенно контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения, или, наоборот, секущие тела. В соответствии с различной скоростью циркуляции рудоносных растворов в первом случае будут преобладать линейновытянутые рудоносные зоны, характеризующиеся горизонтальной зональностью в размещении продуктов гидротермальной деятельности, а во втором — более изометричные в плане рудные поля, с хорошо выраженной вертикальной зональностью.

Следует подчеркнуть, что описываемые специфические субплатформенные («спокойные») условия характерны не только для мобильных участков типичных платформ (например, Китайской), но и для стабильных блоков некоторых геосинклинальных областей, уже прошедших этап консолидации (Туранская плита в Средней Азии, Колымский массив на Северо-Востоке СССР, Чешский массив в Восточной Европе и др.).

Для удобства в предлагаемой классификационной схеме эти различные геолого-тектонические позиции объединяются в одном понятии «платформенные условия образования месторождений». В противоположность последним, в складчатых областях формирование месторождений происходит на заключительных этапах складкообразования и поэтому развитие непрерывного процесса рудолокализации часто нарушается внутрирудными деформациями, причем не только разрывными, но и складчатыми.

Вещественный состав телетермальных месторождений в их рудной части (ассоциации жильных минералов, как уже указывалось, определяются в первую очередь составом вмещающих и подстилающих пород), обусловливается металлогенической (геохимической) специализацией района. Для каждой рудной провинции характерен свой комплекс ведущих компонентов: золото, олово, вольфрам, сурьма, мышьяк — для Северо-Востока СССР и Юго-Восточной Азии; ртуть, сурьма, фтор, мышьяк, свинец и цинк — для Средней Азии, Южного Китая и Западных штатов США; ртуть, сурьма, серебро, свинец и цинк — для Центральной Америки и Средиземноморья; медь — для Центрального Казахстана и Южной Африки и т. д.

Предлагаемая схема подразделения телетермальных месторождений обобщена в табл. 50. Ниже дается краткая характеристика отдельных их представителей.

I. Переходные к плутоногенным

А. Сравнительно высокотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *редкометально-флюоритовые.* К этому подтипу можно отнести некоторые месторождения Алайского хребта в Средней Азии, представляющие собой крутопадающие штокверки, приуроченные к областям развития концентрически располагающихся даек, маркирующих, по-видимому, более глубоко залегающие интрузивные тела щелочного состава. Рудовмещающие доломиты «пропитаны» здесь высокотемпературным рутилсодержащим флюоритом, секущимся многочисленными прожилками сульфидов меди, свинца, сурьмы и ртути. Для описываемых месторождений характерен весьма значительный вертикальный размах рудоотложения и отсутствие прямой связи с конкретными массивами щелочных пород;

б) *золото-мышьяковые* (арсенопиритовые). Представителем этого подтипа являются, по-видимому, отдельные золотоносные кварцевые жилы Западного Узбекистана, локализующиеся в толще однородных терригенных пород без видимой связи с интрузивными образованиями;

в) *сурьмяные.* Для месторождений этого подтипа характерна многокомпонентность руд, представленных разнообразными сурьмусодержащими сульфосолями (месторождения Турции, ряд месторождений Восточной Ферганы и др.).

2. В платформенных условиях:

а) *олово-вольфрам-сурьмяные.* Типичные месторождения этой подгруппы описаны для Забайкалья, Приморья, Юго-Восточного Китая, Южной Америки. Сурьмяные минералы (антимонит, блеклые руды, джемсонит, буланжерит) ассоциируются в них с относительно низкотемпературными генерациями касситерита (вплоть до деревянистого олова) и шеелита, иногда ферберита. Отдельные рудоносные жилы в такого рода месторождениях, локализовавшихся в районах иногда полного отсутствия изверженных пород, прослеживаются на глубину многих сот метров без изменения содержания полезных компонентов;

б) *золото-сурьмяные.* Это весьма выдержанные крутопадающие

Таблица 50

Схема группировки телетермальных месторождений

Тектоническая позиция	Переходные к плутоногенным		Типично телетермальные		Переходные к вулканогенным	
	Сравнительно высокотемпературные	Сравнительно низкотемпературные	Более высокотемпературные	Низкотемпературные	Высокотемпературные	Самые низкотемпературные
В складчатых областях	Редкометально-флюоритовые	Сурьмяно-полиметаллические	Золото-сурьмяно-мышьяковые	Сурьмяные	Редкометальные	Ртутные
	Золото-мышьяковые	Ртутно-полиметаллические	Ртутно-сурьмяно-мышьяковые	Ртутные	Медные и золото-серебро-полиметаллические	Барит-целестиновые
	Сурьмяные	Флюорит-баритовые	Флюоритовые	Полиметаллические	Ртутно-мышьяковые	Исландского шпата
В платформенных условиях	Олово-вольфрам-сурьмяные	Полиметаллические	Золото-сурьмяные	Медные	Медные	Ртутные
	Золото-сурьмяные	Ртутно-сурьмяно-мышьяковые	Медно-полиметаллические	Полиметаллические и барит-флюоритовые	Ртутные	Полиметаллические
	Сурьмяно-полиметаллические	Барит-флюоритовые	Ртутно-сурьмяные	Ртутно-сурьмяные и мышьяковые	Флюоритовые	Барит-целестиновые

кварцевые жилы, приуроченные к зонам разломов в толщах метаморфизованных терригенных пород нижнего структурно-литологического яруса. Главным рудным минералом в них является обычно золото, а сурьма играет роль попутного компонента, присутствуя иногда лишь в виде единичной вкрапленности джемсонита или блеклых руд. К этому подтипу относятся отдельные месторождения Австралии, Южного Китая, Индии;

в) *сурьмяно-полиметаллические.* Представителем этой подгруппы являются некоторые рудные жилы Пшибрама, расположенные в пределах Чешского массива. Для них характерна тесная ассоциация галенит-сфалеритовой и антимонитовой минерализации, прослеживающейся на глубину более 1000 *м.*

Б. Сравнительно низкотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *сурьмяно-полиметаллические.* Секущие жилы и контактовые залежи с комплексными сурьмяно-полиметаллическими рудами в породах алюмосиликатного состава (Кальтасай в Западном Узбекистане и др.); сурьмяные минералы представлены обычно сульфосолями;

б) *ртутно-полиметаллические.* Согласные залежи и секущие тела в толщах карбонатных пород (Таласский Алатау и Кугитанг в Средней Азии; месторождения нижнего структурно-литологического яруса в Алжире и др.); ртутные минералы представлены чаще всего блеклыми рудами типа шватцита, иногда киноварью;

в) *флюорит-баритовые.* Секущие тела и контактовые залежи в карбонатных, реже терригенно-эффузивных толщах (Забайкалье, Тянь-Шань, Монголия).

2. В платформенных условиях:

а) *полиметаллические.* Секущие тела в терригенных толщах (некоторые рудные жилы Пшибрама и др.);

б) *ртутно-сурьмяно-мышьяковые.* Секущие тела в метаморфизованных породах (отдельные рудные жилы Фрайберга; месторождения Центрального Казахстана — Тургай и др.);

в) *барит-флюоритовые.* Жильные тела в породах разнообразного состава (Южный Китай и др.).

II. Типично телетермальные

А. Более высокотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *золото-сурьмяно-мышьяковые.* Согласные антимонитсодержащие джаспероидные залежи, формирующиеся в зоне контакта известняков и перекрывающих их сланцев, пространственно и генетически связанные с золотоносными (с мышьяком) секущими телами в сланцах (Кассан-Терек в Северной Фергане, Кокпатас в Западном Узбекистане);

б) *ртутно-сурьмяно-мышьяковые.* Наиболее типичным примером месторождений этого подтипа является Хайдарканское в Южной Фергане, приуроченное к горизонту джаспероидов, локализовавшихся в известняках под сланцевым экраном;

в) *флюоритовые.* В качестве характерного представителя можно указать на месторождение Аурахмат в Чаткале (Средняя Азия), представляющее собой согласную залежь, тяготеющую к одному из горизонтов мощной карбонатной толщи.

2. В платформенных условиях:

а) *золото-сурьмяные.* Секущие тела в метаморфизованных толщах Южного Китая, Австралии, Южной Африки, Приамурья и др.;

б) *медно-полиметаллические.* Согласные залежи в карбонатных толщах, приуроченные к литологически благоприятным горизонтам, чаще всего тонкослоистым доломитом (Южный Китай);

в) *ртутно-сурьмяные.* Секущие тела в толщах терригенных пород, характеризующиеся преобладающим развитием комплексных полисульфидных руд (Верхоянский район в Якутии, Приамурье и др.).

Б. Низкотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *сурьмяные.* Согласные залежи, контролирующиеся структурами экранирования (Кадамджай, Абшир, Магиан-Маргузор в Средней Азии);

б) *ртутные.* Пластовые залежи (Западный Кавказ) и штокверки (Западно-Палянское на Чукотке) в терригенных толщах и секущие тела в породах карбонатного состава (Бирксу, Сымап в Средней Азии и др.), отличающиеся монометальностью руд;

в) *полиметаллические.* Согласные тела в толщах карбонатных пород (Сумсар в Тянь-Шане и др.).

2. В платформенных условиях:

а) *медные.* Пластовые залежи Центрального Казахстана (Джезказган), Южной Африки и другие, приуроченные к отдельным горизонтам песчаников среди сланцевых толщ;

б) *свинцово-цинковые и барит-флюоритовые.* Согласные тела, тяготеющие к пластам тонкослоистых доломитов, реже известняков (Миссисипи — Миссури в США, Миргалимсай в Южном Казахстане и др.);

в) *ртутно-сурьмяные и мышьяковые.* Многоярусные согласные залежи в толщах доломитов, контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения (Ваньшань и Сигуаньшань в Южном Китае, некоторые месторождения Верхоянской зоны в Якутии и др.).

III. Переходные к вулканогенным

А. Высокотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *редкометальные.* Трубчатые тела сульфидных руд с касситеритом и шеелитом (Боливия, Япония);

б) *медные и золото-серебро-полиметаллические.* Штокверкообразные, секущие и трубчатые тела в породах терригенно-эффузивного комплекса, часто приурочивающиеся к жерлам древних вулканов и трубкам взрыва (месторождения Мексики, Румынии и др.);

в) *ртутно-мышьяковые.* Трубчатые и жильные, иногда штокверкообразные тела отдельных рудных узлов Тихоокеанского пояса (Япония, Аляска, Южный Китай и др.) и Средиземноморья (Идрия, Закарпатье), в которых существенную роль играет иногда гипогенная самородная ртуть.

2. В платформенных условиях:

а) *медные.* Согласные и секущие тела в эффузивах, представленные в значительной степени самородной медью (район Медвежьего Озера в Канаде);

б) *ртутные.* Трубчатые и штокверкообразные тела в сланцах, мергелистых доломитах (Юго-Восточная Азия) и эффузивах (восточная окраина Колымского массива), характеризующиеся интенсивной проработкой вмещающих пород и значительным развитием самородной ртути;

в) *флюоритовые.* Штокверкообразные тела в терригенно-эффузивных толщах, прорванных телами гипабиссальных пород (Приамурье).

Б. Самые низкотемпературные

1. В складчатых областях:

а) *ртутные.* Стимбоот-Спрингс в Северной Америке, ряд месторождений в Новой Зеландии и др.;

б) *барито-целестиновые.* Отдельные рудопроявления Таджикистана, связанные с зонами разломов в карбонатных толщах;

в) *исландского шпата.* Карстовые пустоты вдоль зон крутопадающих разломов в карбонатных породах, по которым циркулировали низкотемпературные гидротермальные растворы (Тянь-Шань и др.).

2. В платформенных условиях:

а) *ртутные.* Рудопроявления, связанные с секущими телами палеоопалитов силикатного или карбонатного состава (отложения древних термальных источников), приуроченными к зонам региональных крутопадающих разломов (Западный Узбекистан);

б) *полиметаллические.* Трубчатые тела, выполняющие пустоты выщелачивания в карбонатных породах (Алдан, Южный Китай, Казахстан);

в) *барит-целестиновые* и *исландского шпата.* Секущие тела вдоль региональных крутопадающих разломов, служивших выводными каналами для низкотемпературных гидротерм, и согласные залежи в эффузивах основного состава (Сибирская платформа).

Послесловие редактора

В главе о телетермальных месторождениях В. Федорчук суммировал свои представления преимущественно на основе личного изучения месторождений ртути и сурьмы. Он безоговорочно относит к этому классу также так называемые стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных породах и меди в песчаниках. Между тем, такая точка зрения, как известно, разделяется не всеми геологами. Некоторые геологи считают эти месторождения сингенетическими осадочными, преобразованными в той или иной степени процессами диагенеза, эпигенеза и метаморфизма.

В пользу таких представлений говорят следующие черты, свойственные этим месторождениям: 1) на их площадях часто отсутствуют изверженные породы, гидротермальными дериватами которых они могли бы являться; 2) для большинства из них типична пластовая форма рудных тел; 3) большинство рудных тел занимает строго выдержанную стратиграфическую позицию; 4) им свойственны пострудные складчатые и разрывные тектонические деформации; 5) они обладают сравнительно простым минеральным составом руд.

Вместе с тем на ряде рассматриваемых месторождений обнаружены факты, противоречащие сингенетической осадочной гипотезе: 1) грандиозный стратиграфический размах оруденения на отдельных площадях, охватывающий, например, на месторождениях Подкаменных Тунгусок Сибирской платформы породы от нижнего кембрия до верхнего триаса на интервале по вертикали 2200 *м*; 2) одновозрастность свинца по данным соотношения его изотопов на ряде месторождений при различном возрасте свит; 3) наличие, наряду с согласными пластовыми, крупных секущих рудных тел; 4) агрессивный характер рудообразования с возникновением предрудных и интрузивных брекчий растворения и проявлением метасоматоза; 5) формирование руд некоторых месторождений в несколько стадий, разделенных перерывом, иногда отличающихся по составу минеральных парагенезисов; 6) сравнительно высокая температура формирования рудообразующих минералов, определяемая по данным гомогенизации газово-жидких включений от 200 до 70° С.

Эти и другие факты в большинстве случаев не позволяют рассматривать эти месторождения как простые продукты обычно сингенетического осадкообразования. Они скорее свидетельствуют, как и предполагает автор данной главы, об эпигенетическом характере руд и отложении их горячими минерализованными растворами после образования вмещающих пород. При этом происхождение вод и металлов, в смысле соотношения их магматогенного и седиментогенного источника, остается неясным и требует дальнейшего изучения. В процессе этого изучения должны быть выяснены причины обогащения галенита многих из числа рассматриваемых месторождений свинцом радиогенного происхождения, по-видимому, свидетельствующего о переотложении этого металла из древних подстилающих формаций.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузивами. Госгеолтехиздат, 1954.

Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.

Бабаев К. Л. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений. «Сов. геология», 1965, № 9.

Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 6.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.

Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. «Разведка недр», 1951, № 5.

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

Королев А. В. и Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1959.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных м-ний», 1961, № 6.

Лю Го-чжан. Генезис ртутных месторождений Китая и их классификация (на китайском языке). «Геологическое обозрение» (второе издание). Пекин, 1957.

Лю Цзи-пан. Геологическая характеристика сурьмяных месторождений Китая, их промышленные типы и направление поисковых работ (на китайском языке). Тр. Горно-металлург. ин-та Юго-Центрального Китая, т. 2, № 2, г. Чанша, 1957.

Никифоров Н. А. Геологические типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ИГЕМ, вып. 72, кн. IV. Вопросы геохимии.)

Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.

Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 15. Госгеолтехиздат, 1955.

Проблемы рудных месторождений. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1958.

Рутье П. Некоторые современные направления во Франции в области геологии рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 10.

Сауков А. А. Геохимия ртути. Изд-во АН СССР, 1946. (Тр. ИГН, вып. 78, серия минерал.-геох., № 17.)

Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд-во МГУ, 1963.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, 1947.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

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

Сургай В. Т. Генетические особенности некоторых низкотемпературных месторождений. Тр. Ин-та геол., вып. V, изд. Киргиз. фил. АН СССР, 1954.

Троянов М. Д. Проявления ртутной минерализации в метаморфизованных кремнистых породах (палеоопалитах). Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.

Тянь Ци-цзюнь. Генезис ртутных руд и условия их залегания в Западной Хунани и восточном Гуйчжоу (на китайском языке). «Геологическое обозрение», т. V (второе издание). Пекин, 1957.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.

Хуан Бо-цинь (Хуан Ти-цинь). Основные черты тектонического строения Китая. Изд-во иностр. лит., 1952.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.

Baily E. H., Everhart D. L. Geology and quicksilver deposits of the New Almaden district Santa Clara country, California. Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, No. 360.

Graton L. C. The depth-zones in ore deposition. Econ. Geol., No. 28, 1933.

Mackay R. The control of impounding structures on the ore deposition. Econ. Geol., vol. 41, No. 1, 1946.

Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, 1, Jena, 1941.

Глава десятая

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Колчеданные залежи составляют оригинальную группу рудных образований, резко отличную по условиям образования и нахождения от других групп эндогенных месторождений.

Отличительные признаки. Колчеданные месторождения всего мира, с одной стороны, достаточно отчетливо выделяются среди других рудных месторождений и, с другой стороны, обладают серией ясных общих признаков, позволяющих уверенно объединять их в один класс эндогенных образований. Среди этих отличительных признаков могут быть подчеркнуты следующие.

1. Колчеданные месторождения повсеместно ассоциируются с субмаринными спилит-кератофировыми или диабаз-альбитофировыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей. В связи с этим они входят в состав офиолитовых или зеленокаменных поясов, возникающих при последующем метаморфизме на месте геосинклинальных трогов, выполненных магматическими и вулканическими производными базальтоидной магмы, а также их пирокластами, перемежающимися с прослоями терригенных осадков. В пределах этих поясов колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых иногда достигает нескольких тысяч километров.

2. Форма рудных тел колчеданных месторождений и особенности их внутреннего строения соответствуют степени метаморфизма вмещающих пород. В породах слабо метаморфизованных, сохранивших первичный вулканогенный облик, колчеданные залежи обычно имеют форму изометричных или вытянутых штоков, сложенных рудой колломорфного строения. В породах, сильно измененных, прошедших стадию зеленокаменного метаморфизма и превращенных в различные сланцы, колчеданные залежи имеют уплощенную форму и состоят из руды кристаллического строения.

3. Минеральный состав всех колчеданных месторождений, вне зависимости от того, представлены они массивной или вкрапленной рудой, отличается резким преобладанием сульфидов железа (пирит, пирротин, марказит), с которыми ассоциируются чаще всего халькопирит, борнит, сфалерит, блеклые руды, реже другие рудные минералы. Нерудные минералы развиты слабо и представлены обычно баритом, кварцем, простыми карбонатами, серицитом, хлоритом, гипсом.

4. В составе элементов-примесей преобладает фемическая гамма титана, никеля, кобальта, расширяющаяся в медноколчеданных и цинковоколчеданных месторождениях за счет мышьяка, молибдена, индия, кадмия, серебра и золота, значительно реже за счет других элементов.

5. Изменение боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляется чаще всего в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации, обычно развивающихся со стороны лежачего бока зонально относительно границ рудных тел.

Форма рудных тел. Колчеданные руды бывают сплошные, прожилковые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. В колчеданных месторождениях распространены следующие морфологические разновидности рудных тел: 1) пласты, 2) пластообразные залежи, 3) линзы, 4) жилы, 5) ленты, 6) штоки, 7) гнезда. Размеры их колеблются в широких пределах, достигая длины 4800 *м*, мощности 250 *м* и глубины распространения 2000 *м*.

Промышленное значение. Колчеданные месторождения разрабатываются для добычи серного колчедана, служащего исходным минеральным сырьем при производстве серной кислоты, для добычи меди и цинка с попутным получением барита, золота, серебра, иногда также свинца, висмута, мышьяка, кадмия, селена и теллура. В некоторых странах (Япония и др.) из них добывают барит и гипс.

Колчеданные месторождения не являются самыми крупными поставщиками меди и тем более других металлов. Запасы меди в них лишь иногда достигают миллиона тонн, значительно реже нескольких миллионов тонн. Однако в общем балансе запасов меди Советского Союза они составляют около 20% и из них добывают до 30% этого металла. В других странах колчеданные месторождения менее распространены, и их удельный вес в мировых запасах и производстве меди не превышает 10%. Вместе с тем, группируясь в ряде стран в виде обособленных рудных полей, они являются основой для больших промышленных горно-металлургических центров (СССР, США, Канада, Испания, ФРГ, Швеция, Норвегия, Япония).

История изучения и развития взглядов о генезисе. Медноколчеданные месторождения в СССР впервые были установлены на Урале в XVIII в., когда горняки демидовской династии, разрабатывавшие железные шляпы, при углубке достигли сульфидных руд. Первые научные сведения о форме рудных тел, условиях их залегания и составе руды появились во второй половине прошлого века в трудах Антилова (1860 г.), А. Зайцева (1885 г.) и др. С 1900 по 1907 г. большие геологические исследования рудоносных эффузивных толщ Урала выполнили В. Никитин и Н. Высоцкий. Разведками медноколчеданных месторождений Урала в 1914 г. руководил Л. Дюпарк, а в 1915 г. А. Стикней и Е. Стратанович. В послереволюционное время поиски, разведка и изучение колчеданных месторождений Урала связаны с именами таких исследователей, как М. Бородаевская, А. Заварицкий, В. Заварицкий, П. Замятин, Е. Захаров, С. Иванов, М. Меркулов, Е. Кузнецов, И. Ленных, В. Логинов, Н. Петровская, В. Прокин, А. Пэк, Г. Роговер, М. Сергиевский, В. Скрипль, Г. Червяковский, Т. Шадлун, Г. Яковлев и др.

Колчеданные месторождения Закавказья были выявлены в середине прошлого века по древним горным выработкам, свидетельствующим об их разработке в далеком прошлом; позднее обнаружены колчеданные месторождения и в других районах Советского Союза. В Карелии серноколчеданные месторождения зафиксированы в 1940 г., медноколчеданные месторождения Северного Кавказа и Тувы найдены одновременно в 1946 г., цинковоколчеданные месторождения Бурятии и Азербайджана — в 1963 г.

Представления о генезисе этих месторождений сильно менялись по мере их изучения и общего развития теории рудообразования. Эволюция этих взглядов особенно характерна для исследователей колчеданных месторождений Урала, откуда эти представления проникали в среду геологов, изучавших подобные месторождения в других районах страны. В 1900—1906 гг. В. Никитин высказывался о сравнительно невысокотемпературном пневматолитовом происхождении Калатинского месторождения; с 1908 по 1927 г. утвердилось мнение о нормальном гидротермальном метасоматическом происхождении колчедан-

скими интрузиями кварцевых альбитофиров, повсеместно распространенных в колчеданных рудных полях (Сергиевский, 1953; Логинов, 1960 и др.) и даже с плагиогранитными интрузиями, свойственными офиолитовой формации ранней стадии геосинклинальных циклов.

2. Колчеданные месторождения являются гидротермальными метасоматическими образованиями, возникшими на малой глубине близкоодновременно с вмещающими их вулканогенными породами до их существенных тектонического и метаморфического преобразований (Киношита, 1932; А. Заварицкий и др.); близко к этой стоит точка зрения О. Эльснера (1964) об образовании колчеданных залежей в неокрепших слабо диагенизированных донных морских осадках геосинклинального ложа.

3. Колчеданные месторождения относятся к вулканогенным эксгаляционно-осадочным продуктам, возникшим в осадках дна моря, в которые высачивались горячие минерализованные газы, сопровождавшие субмаринную вулканическую деятельность (Borchert, 1960; Д. Виллиамс; Kinkel, 1962, Е. Калахам; Ленных, Лазарев, 1962; И. Синкс; Скрипченко, 1964; Oftedahl, 1961, И. Хидеки и др.); некоторые исследователи полагают, что колчеданные месторождения могли возникнуть при привносе железа и других металлов с континента с их последующей сульфидной фиксацией на дне водоемов под воздействием серуредуцирующих бактерий (Ramdor, 1953; Г. Шнейдерхён и др.); считается, что и в том и в другом случае вначале могли возникнуть рассеянные руды, концентрирующиеся позднее под влиянием метаморфических, магматических и постмагматических процессов (Е. Грип; Marmo, 1958; Р. Стенон; Tomson, 1960 и др.).

4. Колчеданные месторождения являются продуктом комбинированной деятельности ряда геологических процессов. Среди таких представлений можно выделить следующие:

а) месторождения образованы вследствие фильтрации металлоносных гидротермальных растворов по залежам самородной серы — обычного продукта вулканизма (А. Герман и др.);

б) месторождения возникли в результате воздействия медь- и других металлсодержащих вулканогенных эманаций (Ф. Клокманн) или гидротермальных растворов (Лазаренко, 1953) на ранее накопившиеся осадочные массы серного колчедана;

в) месторождения сформированы благодаря омыванию гидротермальными сероводородными минерализованными растворами возникших до этого осадочных гематитовых или магнетитовых залежей (Г. Фридман);

г) месторождения образованы вследствие наложения поздних гидротермальных растворов, привносивших медь и другие цветные металлы, на более ранние вулканогенно-гидротермальные залежи серного колчедана (Д. Григорьев, Х. Садао, В. Тросс, С. Фергюсон и др.).

До сих пор иногда возрождаются взгляды об образовании колчеданных месторождений из постмагматических гидротермальных растворов гранитов (С. Мкртчян, 1964 г.) или диабазов (И. Хидеки, 1959 г.). Мелькают и экстравагантные представления; так, об их формировании из остывших сульфидных магматических расплавов высказывался Т. Тацуми (1953 г.), а об образовании при поверхностных инфильтрационных процессах — Х. Ничизара (1957 г.). В 1960 г. автор писал о вероятной полигенности колчеданных месторождений и конвергентности их признаков (Смирнов, 1960).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе будут рассмотрены главнейшие провинции колчеданных месторождений Советского Союза и мира, геологические эпохи их образования, связь с ранней стадией развития эвгеосинклиналей,

ных месторождений в связи с интрузией кислых гранитных пород (Е. Захаров, П. Замятин и др.). В 1927 г. А. Заварицкий высказал предположение о том, что колчеданные месторождения Урала образованы в результате инъекции подвижной сульфидной магмы типа остаточного расплава, отщепившегося от гипабиссальных кварцевых альбитофиров и способного производить метасоматическое замещение вмещающих пород. Однако большинство геологов (Е. Кузнецов и др.) по-прежнему связывали колчеданные залежи с постмагматической гидротермальной деятельностью нормальных калиевых верхнепалеозойских гранитов Урала.

Переломным моментом в развитии представлений о генезисе колчеданных месторождений Урала надо считать 1936 г., когда А. Заварицкий выступил с новой гипотезой об образовании колчеданных руд метасоматическим путем из минерализованных гидротермальных растворов, поступавших из магматических очагов, питавших рудовмещающие вулканогенные комплексы вслед за их образованием. Эта гипотеза, прекрасно аргументированная новыми фактическими данными, произвела полный переворот в мышлении геологов, повелительно приблизив их к истинной картине колчеданного рудообразования, выделившегося с этого момента в особую генетическую группу. Противники этой гипотезы пытались показать, что рудообразование происходило после метаморфизма рудовмещающих вулканогенных пород и не могло быть генетически связано с этими породами. Однако генеральная линия разработки теории колчеданного рудообразования в последующие годы прокладывается под знаком уточнения и совершенствования гипотезы А. Заварицкого.

Эволюция взглядов о генезисе колчеданных месторождений среди зарубежных геологов проходила в близком направлении. В десятых-двадцатых годах XX в. колчеданные месторождения Испании и США рассматривались некоторыми геологами как следствие внедрения специфической сульфидной магмы (П. Спёрр, Ф. Бейшлаг, Дж. Кэмпбелл и др.). Но уже в 1922 г. Х. Коллинз, а в 1927 г. А. Бэтман уверенно защищали метасоматическое гидротермальное происхождение месторождения Рио-Тинто в Испании. Эта привычная точка зрения господствовала до тридцатых годов настоящего столетия, когда появились гипотезы вначале японских, а затем скандинавских геологов о тесной генетической связи колчеданного рудообразования с вмещающими их вулканогенными породами. Японских геологов к этому привело наблюдение над соотношением кайнозойских колчеданных залежей и вулканогенных пород, формирование которых не сопровождалось гранитными интрузиями. Скандинавские геологи также имели дело со своеобразным, явно геосинклинальным рудоносным вулканогенным комплексом пород каледонского цикла, замечательного тем, что магматическая деятельность его была оборвана на ранней офиолитовой стадии и не сопровождалась ни батолитическими гранитными, ни малыми интрузиями.

В настоящее время подавляющее большинство геологов, изучающих колчеданные месторождения, рассматривают их в качестве производных тех же магматических очагов, которые породили рудоносные вулканогенные комплексы. Однако в деталях эти представления разнятся. Если суммировать эти современные представления о генезисе колчеданных месторождений, то среди них можно выделить следующие основные гипотезы.

1. Колчеданные месторождения являются гидротермальными метасоматическими образованиями, возникшими после полного завершения вулканической деятельности и смятия вулканогенных пород в складки и их метаморфизма (Бородаевская, 1964 и др.); в связи с этим иногда предпринимаются попытки увязать их формирование с субвулканиче-

место колчеданного рудообразования в вулканическом цикле, соотношение колчеданных залежей и даек изверженных пород, рудные гальки в пирокластических породах кровли, минералогия руды (с освещением стадий рудообразования и минеральной зональности), особенности гидротермального изменения боковых пород и первичных ореолов рассеяния, соотношение метаморфизма и колчеданного рудообразования, особенности геологических структур и общая схема геологических условий формирования колчеданных руд.

Главнейшие провинции

В Советском Союзе колчеданные месторождения (начиная от древних к более юным) известны в Карелии, Тянь-Шане, Западном Саяне, Бурятии, на Урале, Кавказе и на Курильских островах.

Карелия. Согласно Ю. Богданову, колчеданные месторождения Карелии сосредоточены в сохранившейся на современном эрозионном уровне корневой части нижнепротерозойского прогиба, выполненного метаморфизованными отложениями спилито-кератофировой формации, вытянутыми с перерывами почти на 800 *км*. В разрезе формации выделяются (снизу вверх): 1) базальный горизонт конгломератов, аркозов и кварцитов; 2) вулканогенная толща диабазов и диабазовых порфиритов, превращенных в амфиболиты, спилитов, кератофиров и кварцевых порфиров, превращенных в кварц-слюдяные и кварц-хлоритовые сланцы, с прослоями парасланцев и кварцитов; 3) сланцы и карбонатные породы. Интрузивные породы представлены ультраосновными породами, преобразованными в серпентиниты, основными гранитоидами и микроклиновыми гранитами. Месторождения образованы сериями линз, кулисообразно заходящих друг за друга, согласных со сланцеватостью пород. По преимущественному минеральному составу среди них выделяются: пиритовые, пирротин-пиритовые, пирит-пирротиновые и пирротиновые руды; по структурно-текстурным признакам: сплошные, полосчатые и вкрапленные руды. Их сводный минеральный состав определяется наличием пирита и пирротина с примесью халькопирита, сфалерита, магнетита, кварца, альбита, хлорита, мусковита, а также очень редких сфена, рутила, турмалина и андалузита. Вмещающие породы и руды интенсивно метаморфизованы. Признаками метаморфизма руды служит перекристаллизация пирита, переход его в кубическую азональную разновидность, псевдодвойникование пирротина; пирротин рассматривается как продукт метаморфизма пирита. Серноколчеданная руда прорезана более молодыми кварц-карбонатными прожилками с пиритом, арсенопиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

Считается, что образование колчеданных руд происходило в непосредственной связи с формированием вулканогенных пород.

Тянь-Шань. Весьма интересное колчеданное месторождение Ачик-Таш находится в Киргизском хребте Северного Тянь-Шаня. Оно залегает среди вулканогенно-осадочной толщи пород протерозоя, претерпевшей существенный региональный метаморфизм. Площадь месторождения сложена кварц-мусковит-хлоритовыми сланцами с силлами амфиболитов, прослоями темных графитистых сланцев и линзами мраморов, собранных в крутые складки и прорезанных зонами смятия. Рудные тела имеют форму согласных линз, приуроченных к двум горизонтам графитистых сланцев (рис. 246). Месторождение серноколчеданное, состоит в основном из пирита с редко встречающимися пирротином, сфалеритом, халькопиритом и единичными зернами галенита, арсенопирита, тетраэдрита, энаргита; нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, мусковитом, хлоритом, графитом и редким сидеритом. Для руды характерно переслаивание сульфидов

с сульфидизированными темными сланцами. Изменение окружающих пород не отмечается.

Первые исследователи Ачик-Таша Ф. Полкопин (1930 г.) и И. Мереньянин (1932 г.) рассматривали его как магматическое ликвационное образование. Позднее В. Николаев относил это месторождение к гидротермальным, В. Герасимова (1954 г.) и Э. Байбулатов (1963 г.) считали его осадочным.

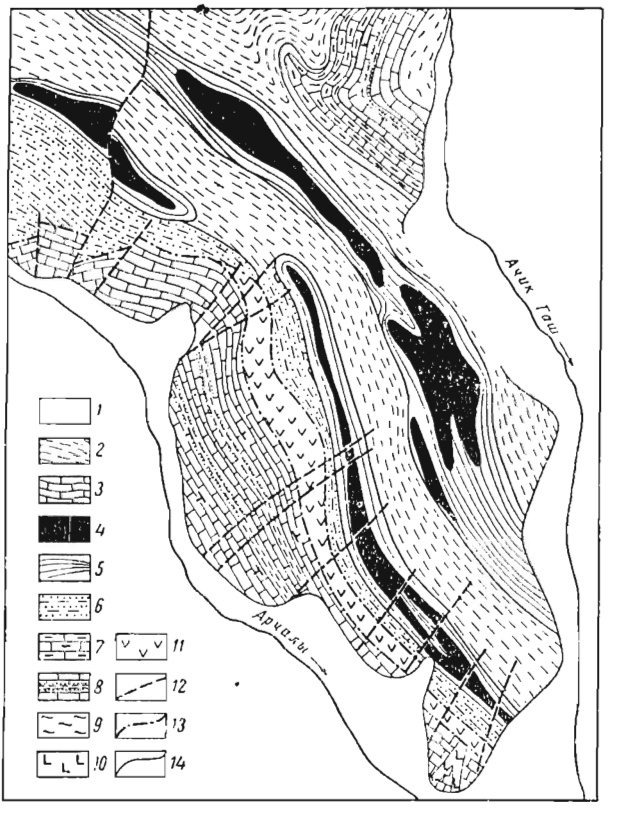


Рис. 246. Схема геологического строения колчеданного месторождения Ачик-Таш в Тянь-Шане. *По Э. Байбулатову*

1 — четвертичные отложения; *2* — кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; *3* — доломитовые мраморы; *4* — серноколчеданные рудные залежи; *5* — графитистые сланцы; *6* — гранатовые кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; *7* — карбонат-мусковитовые сланцы; *8* — кварц-слюдистые доломитовые мраморы с прослоями гранато-слюдистых сланцев; *9* — ленточные кварц-хлоритовые сланцы с линзами кварцитов; *10* — дайки лампрофиров; *11* — амфиболиты; *12* — линии сбросов; *13* — линии надвигов; *14* — контакты пород

Западный Саян. Колчеданные месторождения Западного Саяна приурочены к вулканогенным комплексам пород кембро-ордовика, выполняющим узкие троги, вытянутые вдоль южного и северного бортов каледонской геосинклинали. К южному трогу приурочены наиболее значительные месторождения Тувы, а в северном известны мелкие месторождения типа Маинского.

По данным В. Агентова, нижнекембрийская рудоносная толща вулканогенных пород Восточной Тувы расчленяется на две свиты. В низах нижней спилито-кератофировой туматтагинской свиты распространены спилиты, альбитизированные диабазы, базальты, андезиты и их пирокласты, а в верхах преобладают кварцевые альбитофиры, соответствующие пирокласты и прослои яшмоидов. Вся толща таких

пород, мощностью более 5000 *м*, прорвана штоками, силлами и дайками диабазов, базальтов и альбитофиров. В нижней части верхней тансинской свиты преобладают известняки, которые кверху сменяются лавами основного и среднего состава с их пирокластами. Породы свиты, имеющей общую мощность около 3600 *м*, прорваны дайками андезитовых порфиритов и диабазов.

Рудные тела линзовидной формы залегают согласно среди рассланцованных туфов. Все они сосредоточены в верхах туматтагинской свиты. Обломки пирит-серицит-кварцевого состава и колчеданных руд найдены в самых верхних горизонтах спилито-кератофировой формации. Зоны гидротермально измененных пород, сопровождающих колчеданное оруденение, прорваны верхнекембрийскими гранодиоритами таннуольского комплекса. Все это свидетельствует о том, что колчеданное оруденение по условиям образования тесно связано с завершающим этапом спилито-кератофирового вулканизма. Выделяется два типа руд: 1) ранние серноколчеданные, состоящие преимущественно из пирита и сопровождающиеся измененными породами хлорит-серицитового и кварц-серицитового состава со стороны лежачего бока; 2) поздние полиметаллические, состоящие из пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, теннантита, бурнонита, кварца, барита, карбонатов и флюорита, сопровождающиеся всесторонним изменением боковых пород вследствие их хлоритизации, серицитизации, окварцевания, карбонатизации и баритизации.

В период времени между образованием пиритных и полиметаллических руд внедрились субвулканические тела диабазов и кварцевых альбитофиров. Б. Берман полагает, что серноколчеданные руды сформировались как эксгаляционно-осадочным путем, так и метасоматически, вдоль трещин на путях восхождения вулканогенных эксгаляций, а полиметаллические образовались в последующий самостоятельный гидротермальный этап, наложившись на ранее возникшие пиритные залежи.

Бурятия. Цинковоколчеданные месторождения Бурятии (Еравнинское, Курбинское и др.) еще недостаточно изучены. Однако их принадлежность к этой группе определяется, по мнению В. Кормилицына, тем, что они залегают среди эффузивно-осадочных пород спилито-кератофировой формации нижнего кембрия, относясь, таким образом, к образованиям ранней стадии каледонского цикла. Рудные тела сложены пиритом, сфалеритом, сидеритом и баритом, к которым спорадически примешаны галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, магнетит, доломит и кальцит.

Урал. Урал является важнейшей провинцией колчеданного рудообразования не только в Советском Союзе, но и во всем мире. Колчеданные месторождения Урала сосредоточены в четырех поясах зеленокаменных пород, представляющих собой интенсивно дислоцированные и метаморфизованные продукты мощных вулканических толщ пород, выполнявших геосинклинальные троги палеозойской геосинклинали (рис. 247). Эти пояса, вытянутые преимущественно вдоль восточного склона Урала на 2000 *км*, объединяют свыше ста колчеданных месторождений и рудопроявлений, сосредоточенных в основном в западной, наиболее изученной полосе (Левинское, им. III Интернационала, Левихинское, Карпушинское, Калатинское, Дегтярское, Учалинское, Сибайское, Баймакское, Блявинское, Гайское и др.). Формировались они в течение весьма длительной ранней стадии палеозойского цикла развития, охватывающей период от кембрия до нижнего карбона включительно. При этом интенсивность вулканической деятельности и сопутствующего ей колчеданного рудообразования смещалась с севера на юг и с запада на восток. В этих же направлениях уменьшается степень метаморфизма рудоносных пород и месторождений. Соответственно на

Полярном и Северном Урале находятся наиболее глубоко метаморфизованные колчеданные рудопроявления кембро-ордовикского вулканизма, на Среднем Урале сосредоточены достаточно метаморфизованные месторождения силурийской вулканогенной толщи, на Южном Урале известны наименее метаморфизованные месторождения как силурийского (запад), так и более молодого девонского и даже нижнекарбонового (восток) вулканизма. Однако генеральными эпохами колчеданного рудообразования на Урале являются силурийская и среднедевонская.

Наиболее характерный разрез силурийских рудоносных пород силура изучен на Среднем Урале. Здесь в поперечном сечении зеленокаменного пояса, по данным В. Сергиевского (1953), выделяются окраинные части спилито-кератофирового состава и центральная, наиболее погруженная, андезитовая часть геосинклинального трога. Вулканизм окраинных частей, несущих колчеданные месторождения, при общей тенденции постепенной смены основных лав кислыми, имел цикличный характер и распадается на два-три вулканических цикла, открывавшихся излиянием диабазов и завершавшихся альбитофировыми лавами. Лавовые породы перемежаются с соответствующими пирокластами и пронизаны субвулканическими телами. Считается, что колчеданные месторождения Среднего Урала могли формироваться неоднократно, к концу каждого вулканического цикла, но главная их масса была образована при завершении спилито-кератофирового натрового вулканизма раннего лудлоу и не распространяется в породы верхнего яруса позднего лудлоу, представленного вулканогенной серией щелочного калиевого ряда.

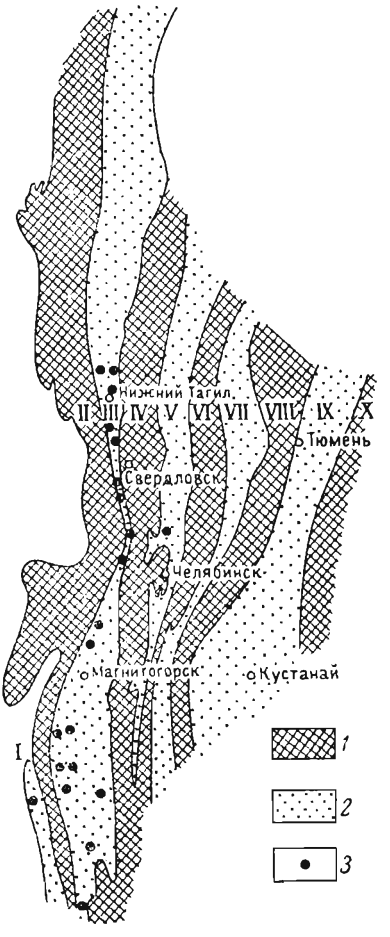


Рис. 247. Схема расположения геосинклинальных вулканогенных поясов и колчеданных месторождений Урала

I — Зилаирский прогиб; II — Центрально-Уральское поднятие; III — Тагило-Магнитогорский прогиб; IV — Восточно-Уральское поднятие; V — Восточно-Уральский прогиб; VI — Камышловско-Мариинское поднятие; VII — Талицко-Джетыгаринский прогиб; VIII — Шадринско-Троицкое поднятие; IX — Тюменско-Кустанайский прогиб; X — Тобольско-Кушмурунское поднятие *1* — поднятия; *2* — прогибы; *3* — колчеданные месторождения

Типичный разрез среднедевонских вулканогенных пород Южного Урала, согласно И. Ленных (1962), начинается диабазами с подчиненными покровами спилитов; постепенно диабазы сменяются преобладающими спилитами с прослоями яшм и сланцев, и завершается разрез альбитофирами и их туфами. Вся эта толща пород мощностью около 2500 *м* относится к низам среднего девона и несогласно перекрывается яшмами, туфами и лавами верхов среднего девона. Колчеданные месторождения сосредоточены в низах альбитофировой толщи и точно так же, как и на Среднем Урале, не проникают в породы верхнего структурного яруса.

Общая мощность вулканогенных толщ зеленокаменных поясов Урала изменчива и достигает 7000 *м*.

Вулканогенные породы Урала претерпели зеленокаменное перерождение, приведшее к их альбитизации, серицитизации, хлоритизации, гематитизации, в меньшей мере эпидотизации, уралитизации и карбонатизации, интенсивность проявления которых возрастает с востока на запад и с юга на север.

Подавляющее большинство колчеданных месторождений сосредоточено в участках наибольшей мощности вулканогенных пород, обычно тяготеющих к центрам вулканической активности. Рудные тела чаще

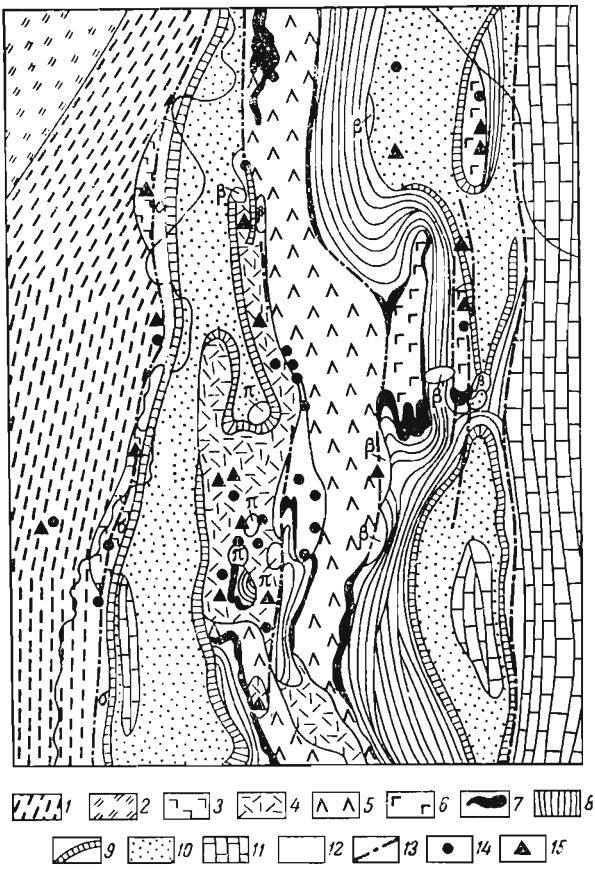


Рис. 248. Схема геологического строения Баймакского рудного района на Урале. *По В. Пронину* и др.

1 — кристаллические сланцы протерозоя (Pt_2); *2* — палеозойские отложения Зилаирского синклинория (Pz_1); *3* — основные эффузивы сакмарской свиты (Sln—w); *4* — кислые и основные эффузивы баймак-бурибаевской свиты (Sw—ld); *5* — порфириты ирендыкской свиты (Sld_2—D_1gd); *6* — основные и кислые эффузивы карамалыташской свиты (D_1c — D_2e); *7* — красные яшмы бугулыгырского горизонта (D_2e_1); *8* — слоистые туфы улутауской свиты (D_2gv); *9* — желтые кремнистые сланцы мукасовского горизонта (D_3fr_1); *10* — полимиктовые конгломераты и граувакковые песчаники (D_3fr—C_1t); *11* — известняки (C); *12* — интрузивы: π — плагиограниты, кварцевые порфириты, β — диориты, σ — серпентиниты; *13* — дизъюнктивные нарушения; *14* — медные и золото-баритовые месторождения; *15* — медные рудопроявления

всего находятся среди резко перемежающихся лав и туфов, располагаясь по преимуществу среди кислых пород или на их контактах с прослоями основных лав (рис. 248).

Рудные тела имеют форму штоков, линз, лент и жилообразных залежей, в общем согласных с вмещающими породами (рис. 249). Их длина достигает 4800 *м*, мощность 300 *м* при прослеженной глубине распространения до 2000 *м*. Обычны скопления серии рудных тел (рис. 250).

Суммарный минеральный состав колчеданных руд Урала определяется пиритом, составляющим 65—95%, с примесью халькопирита, сфалерита, кварца, барита, серицита, хлорита и кальцита. Кроме того, по данным Е. Лазаренко (1953), Т. Шадлун (1950) и других исследователей, в рудах южных, менее метаморфизованных месторождений известны марказит, вюртцит и опал; для разных месторождений отмечаются в качестве редких минералов гематит, магнетит, маггемит, пирротин, блеклая руда, галенит, арсенопирит, борнит, кубанит, энаргит, молибденит, аргентит, самородное золото, калаверит, тетрадимит,

алтаит, гессит, фаматинит, валлериит, кобальтин, киноварь, золото, электрум, серебро, а также альбит, сидерит, гипс, ксантофиллит, стильпномелан, флюорит, апатит, сфен, ортит, топаз, корунд, андалузит, диаспор, пирофиллит и зуниит.

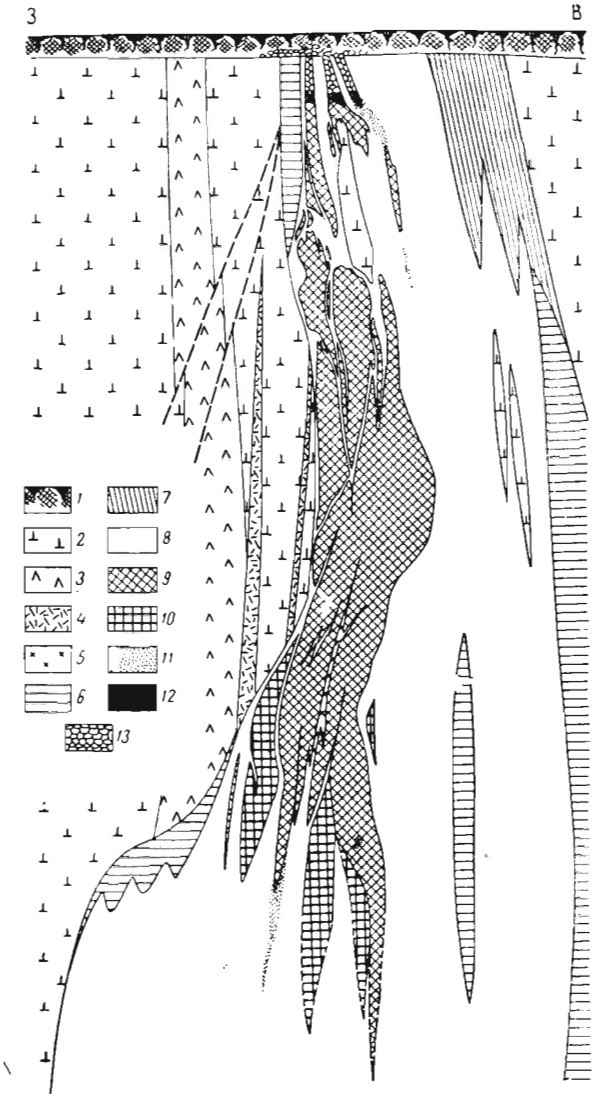


Рис. 249. Поперечный разрез IV Красногвардейского месторождения на Урале. *По В. Первову*

1 — почвенный слой; *2* — плагиоклазовые порфириты; *3* — диабазовые порфириты; *4* — туфы и туффиты; *5* — секущие жильные породы (альбитофиры); *6* — порфиритоиды; *7* — хлоритовые сланцы; *8* — кварц-серицитовые сланцы и вторичные кварциты; *9* — медистый колчедан; *10* — серный колчедан; *11* — вкрапленность сульфидов; *12* — колчедан-сыпучка; *13* — бурые железняки

Обычно к рудным телам примыкают зоны гидротермально измененных пород, всегда широкие и отчетливые со стороны подстилающих пород, выраженные серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием и пиритизацией.

Эволюция взглядов на генезис уральских колчеданных месторождений была изложена выше. Здесь лишь можно подчеркнуть, что в настоящее время все геологи, изучающие колчеданные месторожде-

ния Урала, связывают их возникновение с вулканической деятельностью, создавшей рудоносные толщи пород. Однако, по мнению одних, эта связь тесная, определяющаяся синвулканическим образованием вулканогенных пород и месторождений, по представлениям других, она менее тесная, определяющаяся поствулканическим формированием месторождений, которому может предшествовать некоторая деформация и частичный метаморфизм вулканогенных толщ и, наконец, по взглядам третьих, вещество по крайней мере некоторых месторождений имеет длительную историю накопления, начавшуюся синвул-

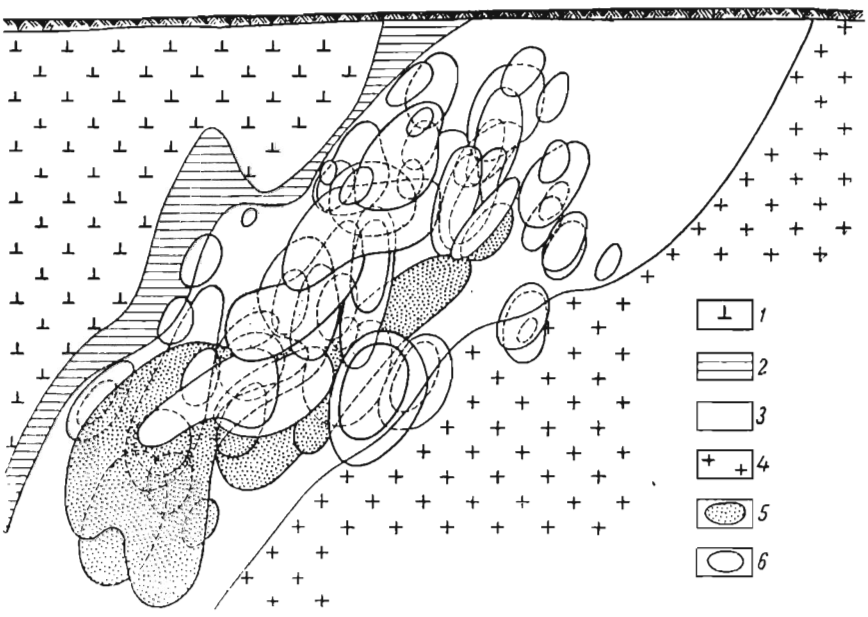


Рис. 250. Продольная вертикальная проекция Заводского колчеданного месторождения на Урале, состоящего из серии линз. *По В. Первову*

1 — порфириты; *2* — порфиритоиды; *3* — кварц-серицитовые сланцы и вторичные кварциты; *4* — плагиоклазовые граниты; *5* — медистый колчедан; *6* — серный колчедан

канически и завершившуюся в поствулканический этап рудообразования.

Кавказ. На Кавказе известны три группы колчеданных месторождений, приуроченных соответственно к геосинклинальным прогибам герцинского, киммерийского и альпийского циклов. В соответствии со смещением геосинклинального режима на Кавказе от палеозоя к кайнозою с севера на юг, в этом же направлении смещаются и пояса вулканогенных пород (рис. 251).

Герцинский пояс вулканогенных пород спилитового, андезит-дацитового и диабаз-риолитового состава вытягивается вдоль Передового хребта Большого Кавказа на 450 *км*. Эти вулканогенные породы выполняют типичный трог герцинской геосинклинали, вулканогенно-осадочные породы которого достигают общей мощности 4500 *м*. По мнению большинства исследователей, здесь выделяются два вулканических комплекса пород: 1) силуро-девонский со среднедевонскими колчеданными месторождениями на западе (Уруп, Бескес, Быковское); 2) девоно-каменноугольный с нижнедевонскими месторождениями на востоке (Худес и др.). Некоторые геологи все вулканические породы Северного Кавказа относят к девонской системе, а заключенные в них колчеданные месторождения — к среднедевонской толще. Рудные тела этих месторождений медно-цинковоколчеданного состава и пластооб-

разной формы залегают согласно преимущественно в основании пирокластических толщ, венчающих вулканогенные комплексы. Они подстилаются окварцованными, серицитизированными и пиритизированными лавовыми и обломочными породами и перекрываются слабо или вовсе гидротермально неизмененными породами. Обычно они разбиты послерудными сбросами (рис. 252).

Киммерийские вулканогенные породы заполняют два пояса — узкий Закавказский и широкий Сомхитско-Карабахский. Закавказский вулканогенно-осадочный комплекс пород нижней и средней юры спилито-кератофирового состава приурочен к узкому геосинклиналь-

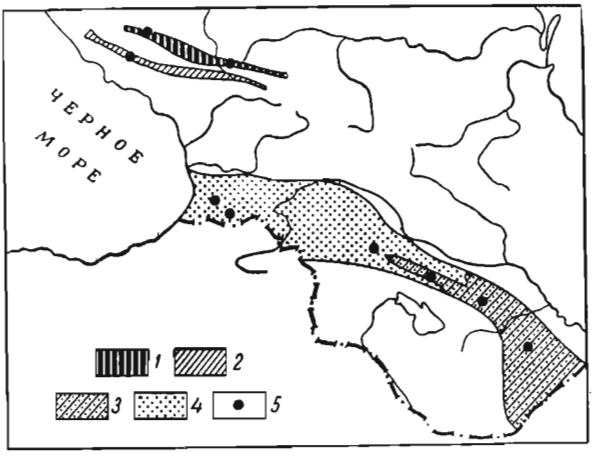


Рис. 251. Схема расположения геосинклинальных вулканогенных поясов Кавказа, содержащих колчеданные месторождения ранних стадий геосинклинальных циклов

1 — герцинский Передового хребта; *2* — киммерийский Закавказья; *3* — киммерийско-альпийский Сомхитско-Карабахской зоны; *4* — альпийский Аджаро-Триалетской зоны; *5* — колчеданные месторождения (основные)

ному трогу, вытянутому с перерывами на 500 *км*. В нем известно колчеданное оруденение типа Лауры. Особое положение занимают свинцово-цинковое колчеданное месторождение Филизчай, находящееся на восточном продолжении Закавказского пояса среди аспидно-глинистых сланцев аалена. Согласная пластовая залежь этого месторождения со стороны лежачего бока переходит в зону прожилковых руд, секущих подстилающие песчаники и сланцы.

Широкий Сомхитско-Карабахский геосинклинальный прогиб отличается длительной историей вулканической активности, начавшейся на ранней стадии киммерийского цикла и затем, после перерыва, возобновившейся на ранней стадии альпийского цикла в его западной части, на площади Аджаро-Триалетской зоны. Наиболее энергичные процессы киммерийского цикла происходили в средней юре, а в верхней юре и особенно в нижнем мелу они значительно ослаблены. За это время была накоплена толща пород общей мощностью до 3000 *м*, смятых в пологие складки и прорванных субвулканическими телами.

В разрезе этой толщи, судя по материалам А. Асланяна, П. Гамкрелидзе, Г. Дзоценидзе, М. Кашкая, И. Магакьяна и С. Мкртчяна, П. Сопко (1961), Г. Ткварчрелидзе и других, намечаются два цикла вулканогенного породообразования. Ранний цикл открывается излиянием лав основного и среднего состава, образовавших перемежаемость диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, — чередующихся с их брекчиями, туфами и туфогенными песчаниками толщи «нижних порфиритов» аалена—нижнего байоса. Они сменяются толщей более

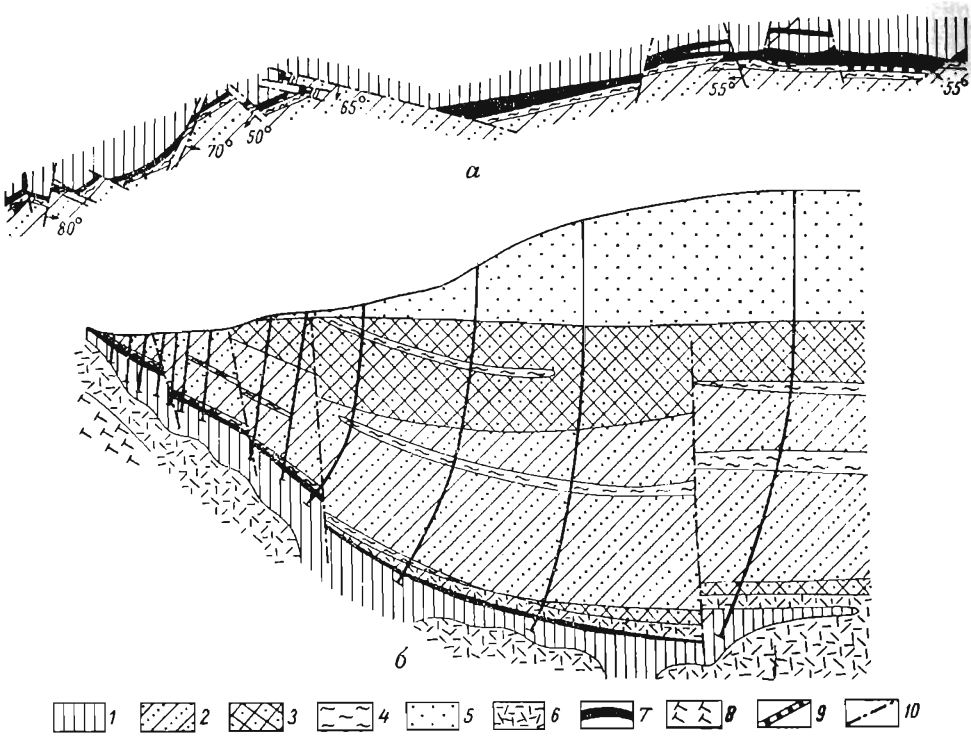


Рис. 252. Урупское колчеданное месторождение Северного Кавказа. *По Н. Скрипченко*

а — горизонтальное сечение на горизонте горных выработок; *б* — поперечный разрез. *1* — гидротермально измененные породы лежачего бока; *2* — туфы среднего состава; *3* — туфы кислого состава; *4* — кремнистые сланцы висячего бока; *5* — песчаники юры; *6* — альбитофиры; *7* — колчеданная руда; *8* — диабазы; *9* — кварцитовидная порода; *10* — тектонические контакты

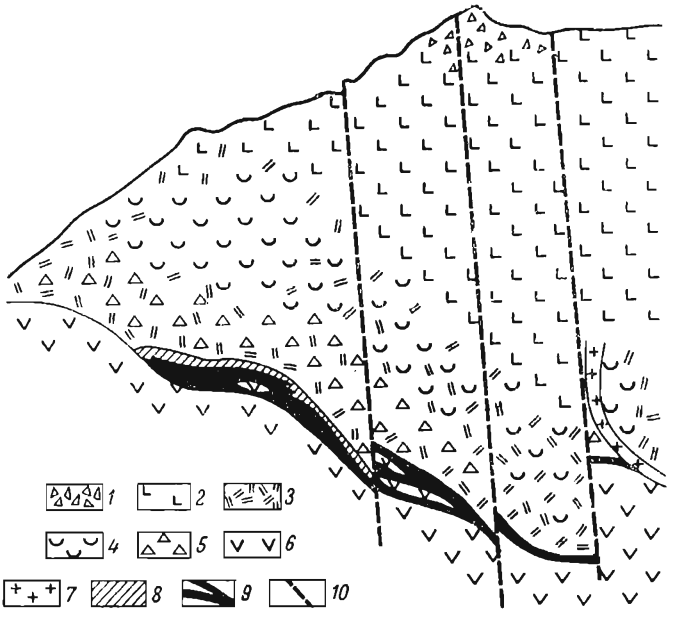


Рис. 253. Геологический разрез Атхальского колчеданного месторождения на Кавказе. *По П. Сопко*

1 — грубые туфы андезитовых порфиритов; *2* — плагиоклазовые андезитовые порфириты; *3* — туффиты; *4* — грубые туфы дацитовых порфиритов; *5* — лавовые брекчии андезитовых порфиритов; *6* — кварцевые порфиры; *7* — дайки альбитофиров; *8* — барит; *9* — колчедан; *10* — разрывные нарушения

кислых пирокластов, переходящих в горизонт кератофиров, в свою очередь перекрытой их туфами, относящимися к верхнему байосу. Выше отложений этого завершенного вулканического цикла находятся порфириты и их пирокласты бата и верхней юры, относящиеся к началу следующего вулканического цикла, так и не получившего завершения. Основная масса колчеданной минерализации сосредоточена в основании верхней кислой части разреза вулканогенных пород первого цикла (Шамлуг, Алаверды, Атхала, Кафан, Чирагидзор, Таганлы и др.). Их примером может служить Атхальское месторождение (рис. 253).

Вулканогенные породы и ассоциированные с ними колчеданные месторождения альпийского цикла развиты преимущественно в западной части Сомхитско-Карабахской полосы в пределах Аджаро-Триалетской зоны. Пульсирующий характер геосинклинального режима привел к тому, что в разрезе пород альпийского цикла Аджаро-Триалетской зоны выделяется несколько вулканогенных толщ, разделенных терригенными и хемогенными морскими осадками (В. Надирадзе и Ю. Назаров). Среди них наиболее значительна турон-сантонская толща кварц-порфиритового и альбитофирового состава, а также среднеэоценовая толща туфогенных пород. Все существенные колчеданные месторождения (Маднеули, Цителсонели), а также парагенетически с ними связанные барито-свинцовые (Маднеули), баритомарганцовые (Давид Гареджи), железные (Паладаури) и марганцовые (Тетрицкари) месторождения локализованы среди пород первой турон-сантонской вулканогенной толщи.

Среди колчеданных месторождений Кавказа выделяются серноколчеданные (Чирагидзор, Таганлы, Тандзут и др.), серно-цинково-медные (Уруп, Худес, Кедабек, Алаверды, Шамлуг, Шагали Элиарское и др.), серно-свинцово-цинково-медные (Маднеули, Кафан и др.). С ними нередко ассоциируются месторождения барита, гидроокислов железа и марганца.

Суммарный минеральный состав руд колчеданных месторождений Кавказа определяется преобладающим пиритом (70—100%), содержащих в том или ином количестве примесь халькопирита, борнита, сфалерита, барита и более редких пирротина, теннантита, тетраэдрита, галенита, магнетита, гематита; в рудах Урупа зафиксирован германит, а в рудах месторождений Малого Кавказа — алтаит, петцит, реньерит. Среди нерудных минералов отмечаются кварц, барит, кальцит, сидерит, серицит, хлорит, гипс, альбит, апатит.

Геологи, изучавшие колчеданные месторождения Кавказа, различно объясняют их генезис.

С. Мкртчян полагает, что колчеданные месторождения Сомхитско-Карабахской зоны являются гидротермальными производными гранитов средней стадии альпийского цикла нижнемелового возраста. И. Магакьян, П. Сопко, Г. Твалчрелидзе и другие склонны связывать их с гидротермальной деятельностью субвулканических кварцевых альбитофиров, широко развитых на площадях колчеданных рудных полей. Ш. Азизбеков, М. Кашкай, Г. Дзоценидзе и другие рассматривают их как продукты гидротермальной деятельности магматических очагов, породивших вмещающие эти месторождения вулканогенные породы. Наконец, В. Смирнов, Т. Гончарова, Н. Скрипченко не исключают возможности образования части колчеданных месторождений Кавказа эксгаляционно-осадочным путем.

Курильские острова. Колчеданные месторождения миоценового возраста известны среди вулканогенно-осадочных пород островов Кунашир (Прибрежное, Валентина и др.) и Уруп (Тетяевское, Двойное и др.). На Сахалине отмечены рудопроявления Новиковское и Кузнецовское. Согласно Ю. Неверову, они залегают среди чередующихся туфопесчаников, туфодиатомитов, туфобрекчий и туфов умеренно кис-

лого состава, которые вблизи рудных тел каолинизированы и окварцованы, а в некотором удалении пропилитизированы. Месторождения являются аналогами японских руд типа «куроко». Их скопления линзовидной формы сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом; кроме того, встречены тетраэдрит, энаргит, мельниковит, акантит, сильванит, полибазит; из жильных отмечается преимущественно барит, а также гипс, опал, кварц, серицит, каолинит, хлорит, родохрозит, сидерит, кальцит.

На Кунашире, кроме того, известны сольфатарно-фумарольные скопления мельниковита, пирита, самородной серы, опала, халцедона,

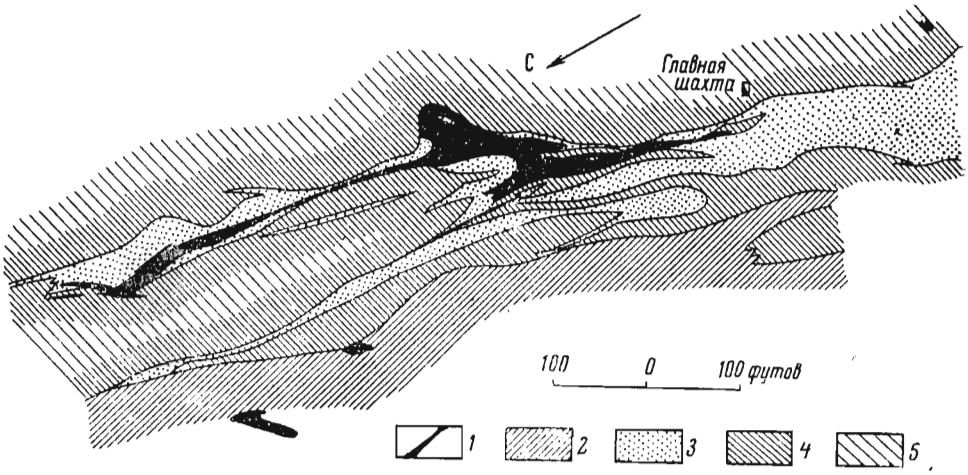


Рис. 254. План колчеданного месторождения Каприс, Манитоба, Канада. *По Р. Кейрнсу*

1 — плотная сульфидная руда; *2* — диориты; *3* — графитовые сланцы; *4* — рассланцованные вулканические породы и сланцы, образованные за счет вулканических пород; *5* — слабо рассланцованные вулканические породы

каолинита и гипса, обусловленные деятельностью современных вулканов.

За рубежом наиболее значительные провинции колчеданных руд находятся в Канаде, Норвегии, Австралии, Испании и Португалии, в Федеративной Республике Германии, Турции и Японии.

Канада. На территории Канады известны колчеданные месторождения киммерийского, герцинского и протерозойского циклов. К киммерийским относятся единичные месторождения области Кордильер среди вулканогенных пород триаса (Тулсекве Чиф и др.). К герцинским — также редкие месторождения в вулканогенных породах силура в Аппалачах (Саффилд и др.).

Главная масса колчеданных месторождений Канады относится к протерозойским, а по последним данным, даже к архейским образованиям и расположена среди древних, интенсивно метаморфизованных пород Канадского щита в пределах зеленокаменного пояса Рэд Лэйк, в основном на территории Манитобы и Квебека (Флин Флон, Норд Стар, Кидд, Дон Джон, Норанда, Уайт Амулет, Квемонт, Барвю, Маттагами, Брунсвик, Шист Лейк и др.). Они сосредоточены в полосах вулканогенно-осадочных пород мощностью до 7,5 *км*, представляющих собой остатки докембрийских геосинклинальных трогов. В низах разреза преобладают породы основного состава, сменяющиеся кверху кислыми лавами и их пирокластами. Эти породы прорваны основными и кислыми субвулканическими телами, а также интрузиями ультраосновных и основных пород. Они были смяты в интенсивные

складки и местами затронуты последующим гранитным магматизмом. Весь комплекс пород интенсивно метаморфизован и прорезан узкими зонами рассланцевания.

Сульфидные залежи сосредоточены в областях частого переслаивания вулканогенно-осадочных пород на склонах древних вулканических построек, обычно в основании туффитов, роговиков и пластов пирокластических пород, перекрывающих лавовые образования. Они метаморфизованы вместе с вмещающими их породами. Последние имеют форму согласных пластов, линз, лент и неправильных скоплений, расположенных исключительно среди пирокластических членов вулканогенных пород или сланцев (рис. 254). Среди нескольких десятков колчеданных месторождений Канады неизвестно сколь-либо значительных. Наибольшая длина рудных тел 100 *м*, мощность 12 *м*, хотя иногда они и прослеживаются в глубину до 700 *м* (рис. 255).

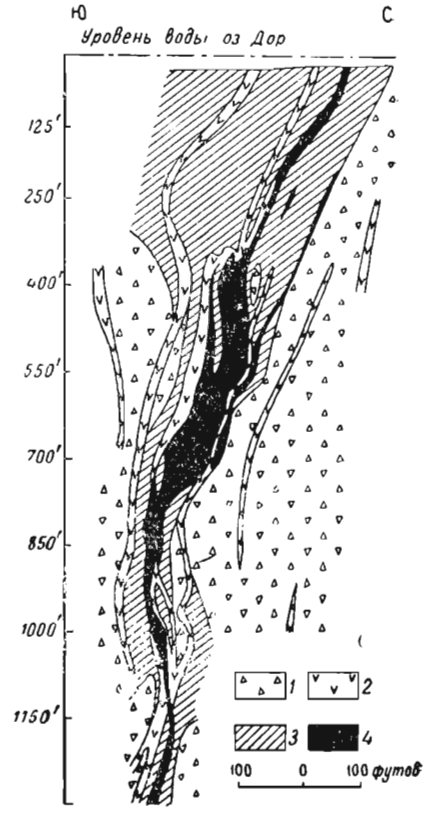


Рис. 255. Вертикальный разрез колчеданного месторождения Кемпбел Шибугамо, Квебек, Канада. *По С. Малуфу*

1 — анортозиты; *2* — дайки порфира; *3* — зона рассланцевания; *4* — рудное тело

Сложены они пиритом с примесью пирротина, халькопирита, сфалерита, магнетита, местами с незначительным количеством арсенопирита, галенита, тенантит-тетраэдрита, прустита, энаргита, пираргирита; среди жильных минералов развиты кварц, а также хлорит, серицит, иногда альбит и карбонаты, в том числе сидерит и родохрозит. Рудные тела окаймляются ореолами серицитизации, хлоритизации и пиритизации, обычными со стороны лежачего бока залежей.

Взгляды на их происхождение расходятся. Часть геологов в прошлом рассматривала колчеданные месторождения Канады в качестве гидротермальных метасоматических залежей. Другие геологи (Р. Стенон и др.) полагали, что эти месторождения образовались в результате переотложения вещества из первичноосадочных рассеянных руд, накопившихся в морских условиях в период интенсивной вулканической деятельности под воздействием последующего магматизма и метаморфизма. Наконец, в последнее время возникли представления об эксгаляционно-вулканогенном происхождении колчеданных руд Канады (В. Мурхауз, Дж. Шарп и др.); причем предусматривается возможность обогащения первичных пиритных залежей в процессе последующей фильтрации сквозь них гидротермальных растворов, привносивших медь и цинк (В. Грасс и С. Фергюсон).

Норвегия. Колчеданные месторождения Норвегии сосредоточены в двух трогах каледонской геосинклинали, выполненных кембро-ордовикскими спилито-кератофировыми породами, прорванными субвулканическими телами, а также глубинными массивами ультраосновного и основного состава.

Вулканогенные породы, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм, вмещают, как правило, согласные с ними колчеданные залежи пластовой, линзовидной и веретенообразной формы. Общее количество колчеданных месторождений в Норвегии достигает нескольких десят-

ков (Леккен, Скурувас, Сулетельма, Иома, Бьеркосон и др.). Среди них есть довольно крупные, рудные тела которых прослежены в длину на 2500 *м* при мощности до 75 *м* (рис. 256). Они сложены пиритом и пирротином с примесью магнетита, халькопирита, сфалерита, кварца, кальцита, серицита, хлорита, лейкоксена. Боковые породы некоторых месторождений окварцованы, пиритизированы, хлоритизированы и иногда серицитизированы.

По особенностям строения и состава среди колчеданных месторождений Норвегии выделяются две группы.

К первой относятся согласные, иногда маломощные, но выдержанные по простиранию пласты серного колчедана с магнетитом, иногда переслаивающиеся с прослоями яшм. Вмещающие их зеленокаменные

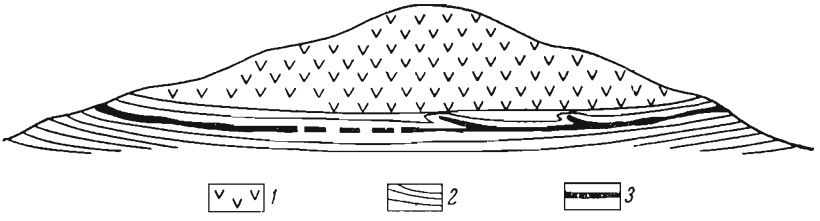


Рис. 256. Схематический геологический разрез колчеданного месторождения Гестеклеттен, Норвегия. *По Д. Фогту из Н. Магнуссона*

1 — соссюритизированное габбро; *2* — рассланцованные зеленокаменные породы; *3* — руда

сланцы, возникшие из туфов, не несут заметных следов гидротермального преобразования. Это тип «васкис», который всеми геологами рассматривается как сингенетичное вулканогенно-осадочное образование.

Ко второй группе принадлежат более сложные тела, в состав руд которых, помимо дисульфидов и окислов железа, входят сульфиды цветных металлов, а боковые породы вулканогенных пород которых претерпели заметное гидротермальное изменение. Это тип «гангкис», который одними норвежскими геологами рассматривается в качестве гидротермальных образований (Т. Гельсвик и др.), а другими относится, как и месторождения предыдущей группы, к вулканогенным эксгаляционно-осадочным продуктам, претерпевшим последующий метаморфизм (Х. Офтедаль и др.). Все они относятся к доорогенным или синорогенным образованиям.

Кроме того, Ф. Вокес (Vokes, 1962) выделяет месторождения преимущественно пирротинового состава, которые он рассматривает в качестве более поздних посторогенных.

Австралия. Колчеданные месторождения известны в кембрийских геосинклинальных толщах юга Австралии и Тасмании.

На Тасмании находится одно из крупнейших колчеданных полей мира Маунт Ляйель, уже давшее более 600 тыс. *т* меди, а также значительное количество золота и серебра. Оно представляет собой цепь месторождений, вытянутых в длину на расстояние около 4 *км* и залегающих в поле развития хлоритовых и дамуритовых сланцев, возникших вследствие метаморфизма основных и кислых лав и их пирокластов. Рудные тела приурочены к низам сланцевой серии, подстилающейся песчаниками и конгломератами. Они линзовидны, вытянуты в длину до 270 *м*, имеют мощность до 20 *м* и прослежены на глубину до 250 *м*. Состоят на 90% из пирита с примесью халькопирита, борнита, кварца, барита, хлорита, серицита; обнаружены халькозин,

энаргит, тетраэдрит, золото и серебро, сидерит. Вмещающие породы окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы (Дж. Александер).

На юге Австралии, близ Аделаиды, известна так называемая пиритная формация Нейрни (Nairne), находящаяся в мощной толще глубоководных тонкозернистых кварцитов, граувакк и илистых слан-

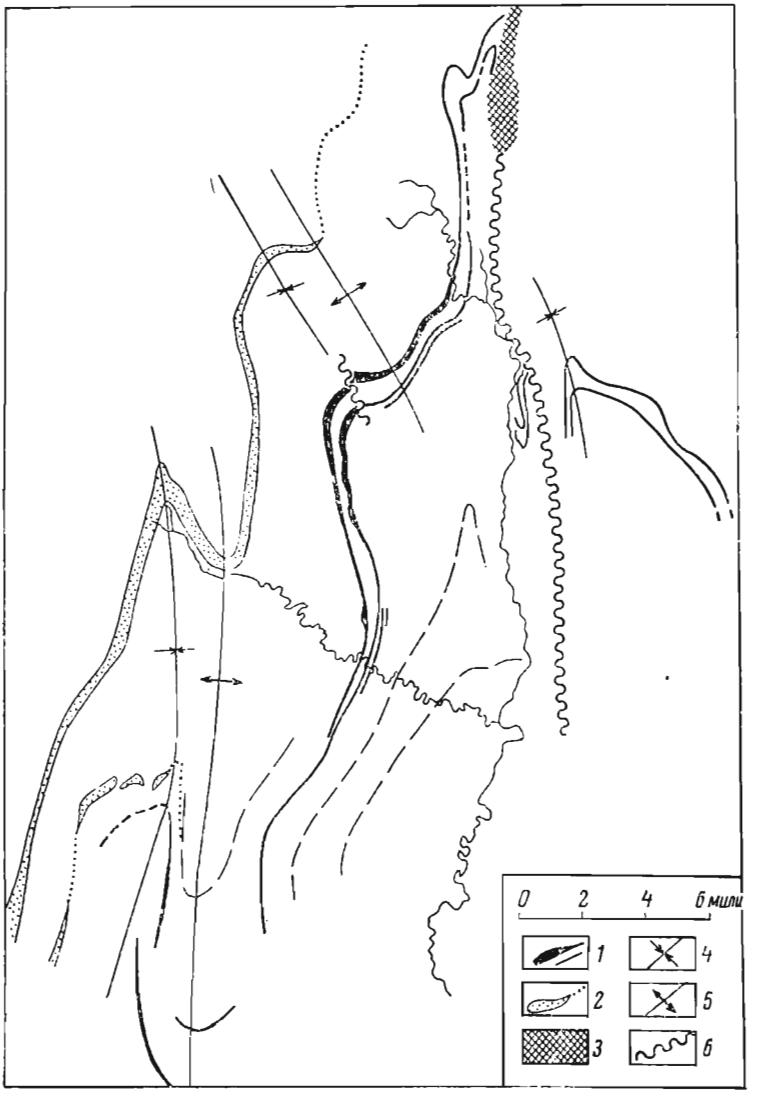


Рис. 257. Схема геологического строения колчеданного месторождения Нейрни в Австралии. *По Б. Скиннеру*

1 — рудные тела; *2* — кварциты; *3* — зона дробления; *4* — синклиналь; *5* — антиклиналь; *6* — сброс Бремер

цев, претерпевших существенный региональный метаморфизм (Skinner, 1958). Здесь известны два крупных и три мелких рудных пласта среди граувакк. Крупные пласты имеют мощность 20—30 *м*, разделены пачкой граувакк и кварцитов мощностью 500 *м* и прослежены в длину на 100 *км* (рис. 257). В их составе выделяется две минеральных ассоциации: 1) кварц-мусковит-альбит-андалузит-кианит-пирит-пирротиновая, 2) кварц-мусковит-альбит-микроклин-пирит-пирротиновая.

Руда вкрапленная, со средним содержанием сульфидов около 10%. Кроме пирита и пирротина обнаружены редкие зерна халькопирита, сфалерита, арсенопирита и галенита.

Большинство геологов рассматривают Маунт Ляйель как гидротермальное месторождение. Некоторые геологи (А. Эдварде, Дж. Карлос и др.) приписывают такое же происхождение Нейрни. Другие (Skinner, 1958) весьма обоснованно доказывают его первичноосадочное происхождение.

Испания и Португалия. Колчеданные месторождения этой провинции приурочены к полосе вулканогенно-осадочных пород ранней стадии герцинского геосинклинального цикла, протягивающейся из юго-западной части Испании в Южную Португалию на расстояние 250 *км*. По данным А. Бетмана (Bateman, 1927), Д. Виллиамса и других, этот пояс сложен чередующимися диабазами, диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, кератофирами, риолитовыми порфирами, кварцевыми кератофирами, соответствующими пирокластами и темными сланцами возраста от силура до нижнего карбона включительно, прорванными субвулканическими телами диабазов и порфиров. Весь этот комплекс пород претерпел зеленокаменное перерождение, смят в субширотные складки и прорезан локальными зонами рассланцевания.

Колчеданные месторождения, среди которых наиболее популярным является крупнейшее в мире Рио Тинто, образованы группами линз, залегающих согласно среди пирокластов и сланцев, иногда вблизи их контакта с порфировыми породами (рис. 258). Размеры их в длину колеблются от нескольких сот до 3000 *м* (Эдуардо), по мощности от 15 до 250 *м* (Сан Дионизир), по падению (с учетом эродированной части) до 1500 *м*. За 3000 лет эксплуатации Рио Тинто добыто свыше 200 млн. *т* руды и получено около 5 млн. *т* меди. Оставшиеся запасы меди отдельных месторождений превышают 5 млн. *т* при среднем содержании этого металла 2,5—3%. Линзы массивной руды обычно окаймлены ореолом вкрапленных руд. Руда состоит из пирита с примесью халькопирита, в меньшей степени борнита, халькозина, сфалерита, арсенопирита, энаргита, тетраэдрита и бурнонита. Тщательное микроскопическое изучение руды позволило А. Бетману обнаружить редко встречающиеся люцонит (Cu_3AsS_4), фаматинит (Cu_3SbS_4), халькостибнит ($CuSbS_2$), витнеит (Cu_9As), умангит (Cu_3Se_2), гаухекорнит [Ni, Co(Bi, Sb, S)], ульманит (NiSbS), бертьерит ($FeSb_2S_4$). Среди жильных отмечаются кварц, серицит, хлорит и эпидот.

Эволюция представлений о генезисе колчеданных месторождений Испании и Португалии отчетливо отражает общую схему изменения международных взглядов на условия их образования в течение последних восьмидесяти лет. В ранних работах Ф. Ромера, Дж. Коллинза и других (вторая половина прошлого века) считалось, что эти месторождения осадочные. В начале XX в. Ф. Клокманн полагал, что осадочная масса пирита позднее, под влиянием вулканогенных явлений, была импрeньирована халькопиритом. Но затем утвердилась точка зрения об их гидротермальном метасоматическом происхождении. Уже в 1889 г. Де Ланей считал, что эти месторождения образованы восходящими растворами. В 1899 г. Т. Фогт приписывал им пневматолитовое происхождение. В дальнейшем гидротермальную гипотезу защищали Дж. Грегори (в 1905 г.), Х. Коллинз (в 1922 г.), А. Бетман (Bateman, 1927) и др.

Дискуссия велась только с представителями, высказывавшимися в пользу интрузивного происхождения этих месторождений из сульфидного магматического расплава: Ф. Бейшлагом, Т. Фогтом и П. Крушем, Дж. Кэмпбеллом и А. Алварадо, А. Эджем, А. Делмом и др. Однако до 40—50-х годов превалировал взгляд о метасома-

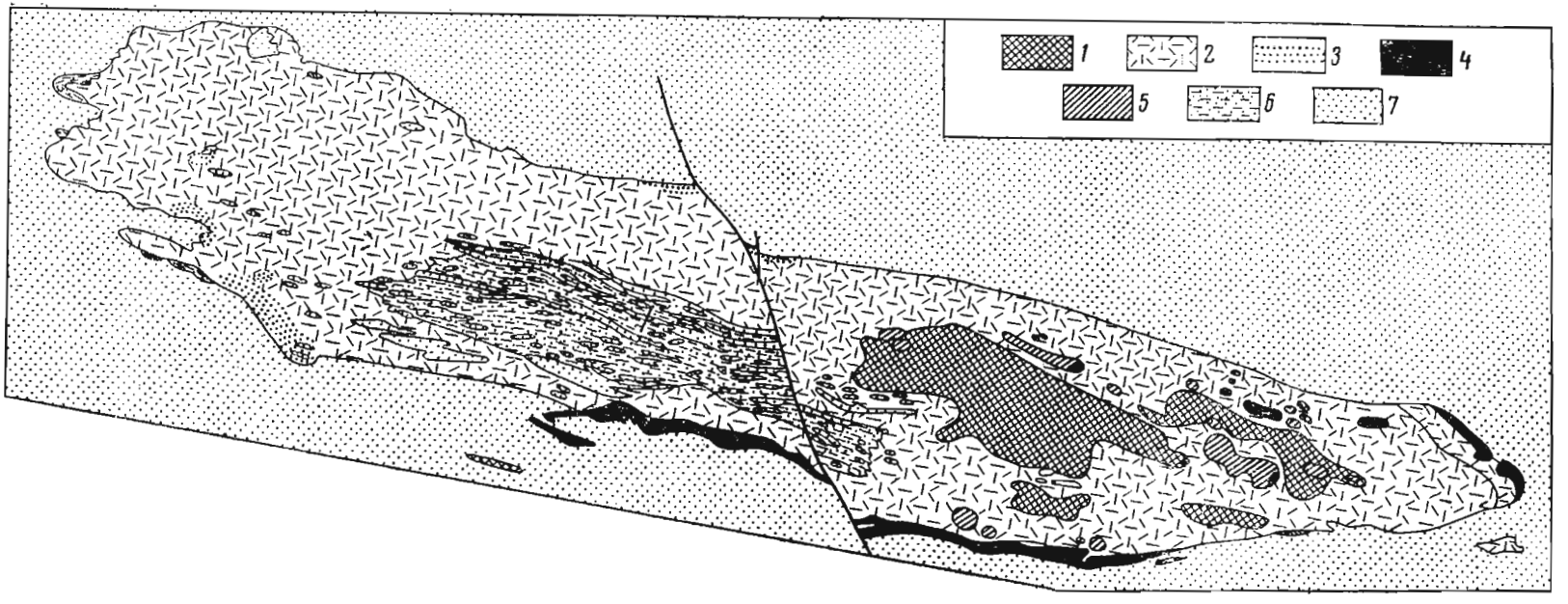


Рис. 258. Схема геологического строения Рио Тинто, Испания. *По Д. Виллиамсу*

1 — железная шляпа; *2* — порфиры; *3* — краевая фация порфиров; *4* — массивные колчеданы; *5* — пиритизированные порфиры; *6* — гидротермально-хлоритизированные сланцы; *7* — сланцы

тическом гидротермальном происхождении колчеданных месторождений Испании и Португалии. Лишь в 60-х годах, не без влияния общих тенденций в развитии генетических взглядов, появились обстоятельные работы Д. Виллиамса и А. Кинкела, защищающих вулканогенное эксгаляционно-осадочное происхождение колчеданных месторождений Испании и Португалии.

Федеративная Республика Германии. Колчеданные месторождения ФРГ связаны с девонским геосинклинальным вулканизмом, хотя рудные тела обычно находятся среди терригенных частей вулканогенных толщ пород. Они известны в Гарце, Вестфалии и Баварском лесу. Наиболее значительны среди них Мёгген и Раммельсберг.

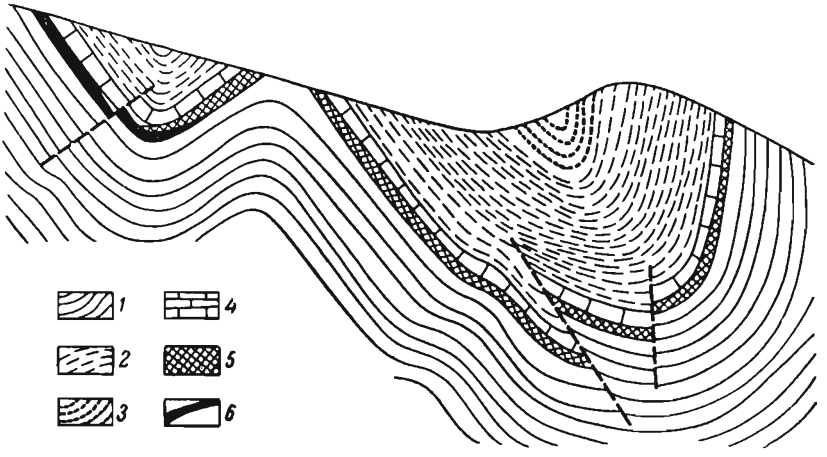


Рис. 259. Схема геологического строения колчеданно-баритового месторождения Мёгген, ФРГ. *По Штраусу из В. Обручева*

1 — сланцы Ланне; *2* — бюдесгеймские сланцы; *3* — цириднновые сланцы; *4* — известняки; *5* — барит; *6* — колчедан

Менее метаморфизованное месторождение Мёгген на Ланне представлено выдержанной согласной пластовой залежью колчеданной руды, находящейся среди геосинклинальных сланцев среднего девона, совместно с которыми оно было деформировано во время герцинской складчатости в пологие складки (рис. 259). Залежь имеет длину до 2500 *м* и мощность 6 *м*. Снизу она переходит в подстилающие породы через зону чередования прослоев колчедана и сланцев. По периферии колчедан постепенно вытесняется баритом, переходящим в известняковые сланцы. Руда состоит из пирита (около 75%), сфалерита (около 12%), халькопирита, галенита, тетраэдрита и черного барита. В ней хорошо сохранились следы первоначального осадочного коллоидного минералонакопления, подводного оседания рудной массы и течения воды (Г. Шнейдерхён, Х. Эренберг и др.).

Более метаморфизованное месторождение Раммельсберг в Гарце представлено тремя крупными линзами, залегающими в ядре плотно сжатой и запрокинутой синклинальной складки, сложенной сланцами девона (рис. 260). Линзы имеют длину до 500 *м* и мощность до 30 *м*. В их состав входят пирит, марказит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, бурнонит, магнетит, барит и кальцит.

Для колчеданно-баритовых месторождений ФРГ характерно отсутствие заметного изменения боковых пород, сопровождающего оруденение, и наличие в их рудах точечных скоплений пирита, которые рассматриваются как «оруденелые бактерии», участвовавшие в рудообразовании на дне водоема (Ramdor, 1953; Г. Шнейдерхён и др.).

До 20-х годов нашего века преобладали взгляды о гидротермальном происхождении колчеданных месторождений ФРГ, особенно месторождений типа Раммельсберга. В настоящее время они вытеснены представлениями об образовании их на дне медленно погружающихся геосинклинальных прогибов из минерализованных подводных источников, связанных с вулканическими процессами (П. Рамдор, Г. Шнейдерхён, Х. Эренберг, Е. Никель и др.).

Турция. Колчеданное месторождение Эргани стало в последнее время, наряду с более древними месторождениями ФРГ, эталоном вулканогенных эксгаляционно-осадочных образований. Пластовые руд-

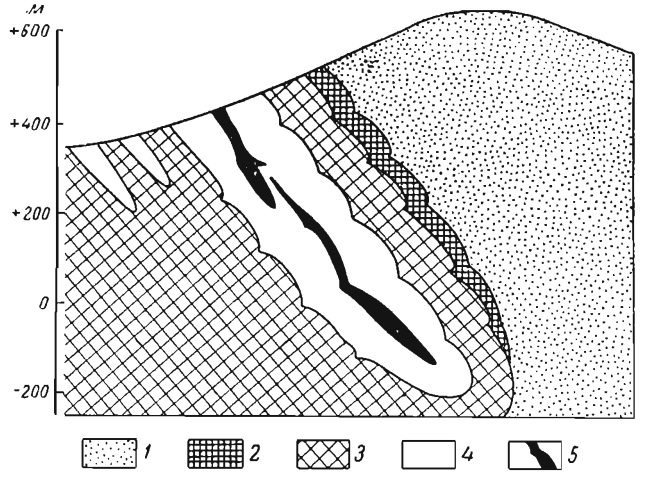


Рис. 260. Схема геологического строения колчеданного месторождения Раммельсберг, ФРГ (в поперечном разрезе). *По Е. Крауме*

1 — песчаники нижнего девона; *2* — кальцеоловые слои среднего девона; *3* — виссенбахские песчанистые сланцы; *4* — виссенбахские глинистые сланцы среднего девона; *5* — рудные тела

ные тела этого месторождения залегают в вулканогенно-осадочной геосинклинальной толще пород верхнего мела — палеоцена. Она сложена перемежающимися лавами мандельштейна, спилита, диабаза, кератофира с туфами и агломератами, красными, фиолетовыми и зелеными мергелистыми сланцами, песчаниками и известняками, содержащими прослои и линзы радиоляриевых яшм, окислов железа и марганца. Главное тело состоит из массивного пирита, переслаивающегося со сланцами, содержащего около 10% меди в форме халькопирита, а в верхних частях также и ковеллина. Породы лежачего бока превращены в кварц-хлоритовую массу с прожилками и вкрапленностью пирита, халькопирита, магнетита и ильваита. Кроме того, в руде установлены пирротин, виолорит, кубанит, пентландит, кобальтин и арсенопирит. Расположенная еще ниже безрудная хлоритовая порода с глубиной сменяется серпентинизированными перидотитами.

Г. Борхерт (Borchert, 1960) связывает образование месторождения с гидротермальными растворами офиолитовой магмы. Зоны прожилков в лежачем боку месторождения, сложенные несколько более высокотемпературным минеральным комплексом, рассматриваются как минерализованные выводящие каналы. Главная масса рудообразующего вещества выносилась этими растворами на дно моря и выпадала здесь в форме геля.

Япония. Согласно Т. Ватанабе, К. Канеко, К. Кимуры, К. Комумы, К. Киношита, М. Саито, И. Секинс, Г. Хорикоши и другим, в Японии известны колчеданные месторождения четырех эпох: 1) верхнепалео-

зойской, 2) нижнеюрской, 3) средне- и верхнемиоценовой, 4) четвертичной.

Палеозойские месторождения известны во внешней и (в меньшей мере) во внутренней дуге Юго-Западной Японии. Наиболее характерно месторождение Бесси в префектуре Эхимс, из одной рудной залежи которого добыто 19 млн. *т* руды со средним содержанием меди 3,8% и по которому этот тип месторождений называют «бесси». Они залегают среди верхнепалеозойских графитовых, хлоритовых, кварц-хлоритовых, пьемонтитовых сланцев и менее метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород в форме пластовых залежей, степень деформированности и метаморфизма которых соответствует степени нарушенности вмещающих пород. Месторождения эти рассматриваются как продукты подводных эксгаляций, связанных с герцинским вулканизмом. Состоят из пирита и халькопирита с примесью борнита, кварца, хлорита и серицита. Там, где они прорваны более поздними гранит-порфирами, в руде возникли пирротин и магнетит.

Нижнеюрские колчеданные месторождения известны в провинциях Хидака, Кип, Сикоку, Кюсю. Представлены небольшими линзами и трубами среди графит-серицитовых филлитов, переслаивающихся с песчаниками и измененными эруптивными диабазами. Ранее считалось, что они представляют собой продукты гидротермальной деятельности последних. В 1953 г. Т. Тацуми высказал предположение об их образовании в результате инъекции сульфидного магматического расплава. Теперь большинство геологов рассматривает их как сингенетические вулканогенно-осадочные образования.

Миоценовые колчеданные месторождения относятся к наиболее значительным в Японии. Они распространены в северной половине о. Хонсю и на о. Хоккайдо. Среди них известны залежи, давшие до 10 млн. *т* руды с содержанием меди до 5%, свинца до 10% и цинка до 15% (Шаканай, Ханаока, Косака, Фурутобе и др.). Они приурочены к толще вулканогенных пород миоцена, залегающей на палеозойских филлитах и кварцитах. В разрезе вулканогенных пород выделяются три части: 1) нижняя, преимущественно андезитового состава; 2) средняя, рудоносная, состоящая из риолитов и перекрывающих их туфов; 3) верхняя, в основном кислых туфов и глинистых сланцев. Все существенные месторождения приурочены к контакту риолитов и перекрывающих их туфов и сланцев.

Рудные тела имеют зональное строение (снизу вверх): зона бедных силикатных руд (по-японски — кейко), представляющая собой мощный и уходящий на большую глубину шлейф серицитизированных риолитов с вкрапленностью пирита и халькопирита; 2) зона богатых медных «желтых» руд (по-японски — око), представляющих собой скопления халькопирита с пиритом; 3) зона богатых полиметаллических «черных» руд (по-японски — куроко), образующих согласные пластовые залежи сфалерита, галенита, тетраэдрита, с баритом, гипсом, пиритом и халькопиритом в основании туфов и сланцев. По мнению подавляющего большинства геологов Японии во главе с Т. Ватанабе, эти месторождения являются комбинированными по условиям образования: их нижние части образовались метасоматическим путем на путях восходящих гидротермальных растворов среди риолитов, а верхние пластовые залежи черной руды возникли вследствие отложения из гидротермальных растворов на дне моря (рис. 261).

Четвертичные (плейстоценовые до современных) колчеданные месторождения Японии тесно связаны с залежами вулканогенной серы. Последняя образуется из потоков расплавленной серы при сублимации, а также вследствие замещения, в результате которого образуются главные промышленные месторождения этого элемента. Неправильные тела замещения формируются под воздействием серусодержащих

паров и газов, разлагающих андезиты, туфы и туфобрекчии с их опализацией и алунитизацией. Вместе с серой встречаются пирит, изредка барит (рудник Мацуо и др.).

Прочие страны. Колчеданные месторождения протерозойского цикла известны в Швеции (Шелефтия), Финляндии (Оутокумпа) и Индии (Шахбад). Очевидно, колчеданные месторождения протерозойского и байкальского цикла, помимо вышеописанных рудных полей Канады, находятся также в пределах Бразильской и Африканской платформ, хотя точных сведений об этом пока нет. Несомненно наличие колчеданных месторождений каледонского цикла на севере Великобритании и Шотландии, они известны также в Вермонте на севере США.

Герцинские колчеданные месторождения известны в Аппалачах (Элизабет, Бученс и др.), в Кордильерах (Саффилд в Канаде, Шаста Каунти в США и др.), в Центральной Европе (Сан Бель во Франции, Тисово, Горни Беняшев, Горни Место, Злата Гура и другие в Чехословакии), в Румынских Карпатах (Лешу Урсулай, Бая Борша, Фундул и др.), в Китае (в горах Нань-шань и др.). Наиболее подробные сведения имеются о рудном поле Шаста каунти в Калифорнии (Kinkel, 1956). Здесь типичные колчеданные залежи обособлены в две группы. Наиболее значительная западная группа представлена плоскими линзообразными, иногда весьма мощными телами, согласными с пологим напластованием вмещающих их среднедевонских кварцевых альбитофиров и их туфов, имеющих общую мощность более 1000 *м*. Любопытно, что восточная группа, отстоящая от западной на 10 *км*, приурочена к триасовым риолитам и сформирована уже в следующую металлогеническую эпоху.

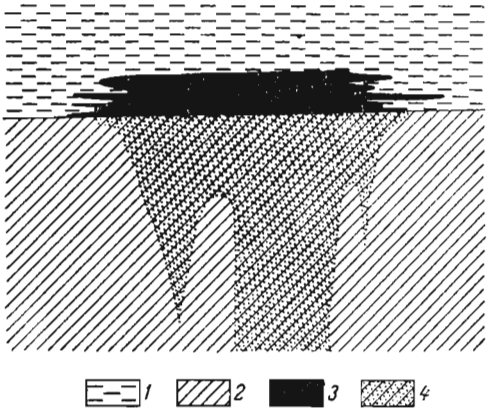


Рис. 261. Схема строения третичных колчеданных месторождений Японии. *По Т. Ватанабе*

1 — туфы и сланцы; *2* — вулканические породы (риолиты и др.); *3* — черная руда субмаринного эксгаляционно-осадочного происхождения; *4* — желтая руда гидротермального происхождения — штокверк среди гидротермально силицифицированных вулканических пород

Незначительные киммерийские колчеданные месторождения известны в Кордильерах (Тулсекве Чиф в Канаде, Британия Бич в США и др.), в Андах, а также в Европе (Мирдита в Албании, Боровица в Югославии). Последнее, по данным А. Циссарца (Cissarz, 1956), состоит из барита с пиритом, мельниковитом, марказитом, а также халькопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом и является аналогом Раммельсберга и Мёггена в ФРГ.

Альпийские колчеданные месторождения известны в Кордильерах, Андах, на Филиппинах, Кубе, а также в альпийском поясе Европы (помимо описанных выше месторождений Турции). Примером месторождения в Кордильерах может служить Баггя в Мексике. Разрез вулканогенной толщи здесь следующий (снизу вверх): в основании находится миоценовый комплекс лав андезита и базальта со слоями их туфов, брекчий и агломератов; выше залегают рудовмещающая толща раннего плиоцена, включающая базальные конгломераты, туфовые песчаники и известняки; еще выше известны отложения среднего и позднего плиоцена. Оруденение распространено на площади 11×2 *км* при мощности 0,2—1 *м*. Руда состоит из вкрапленных выделений халь-

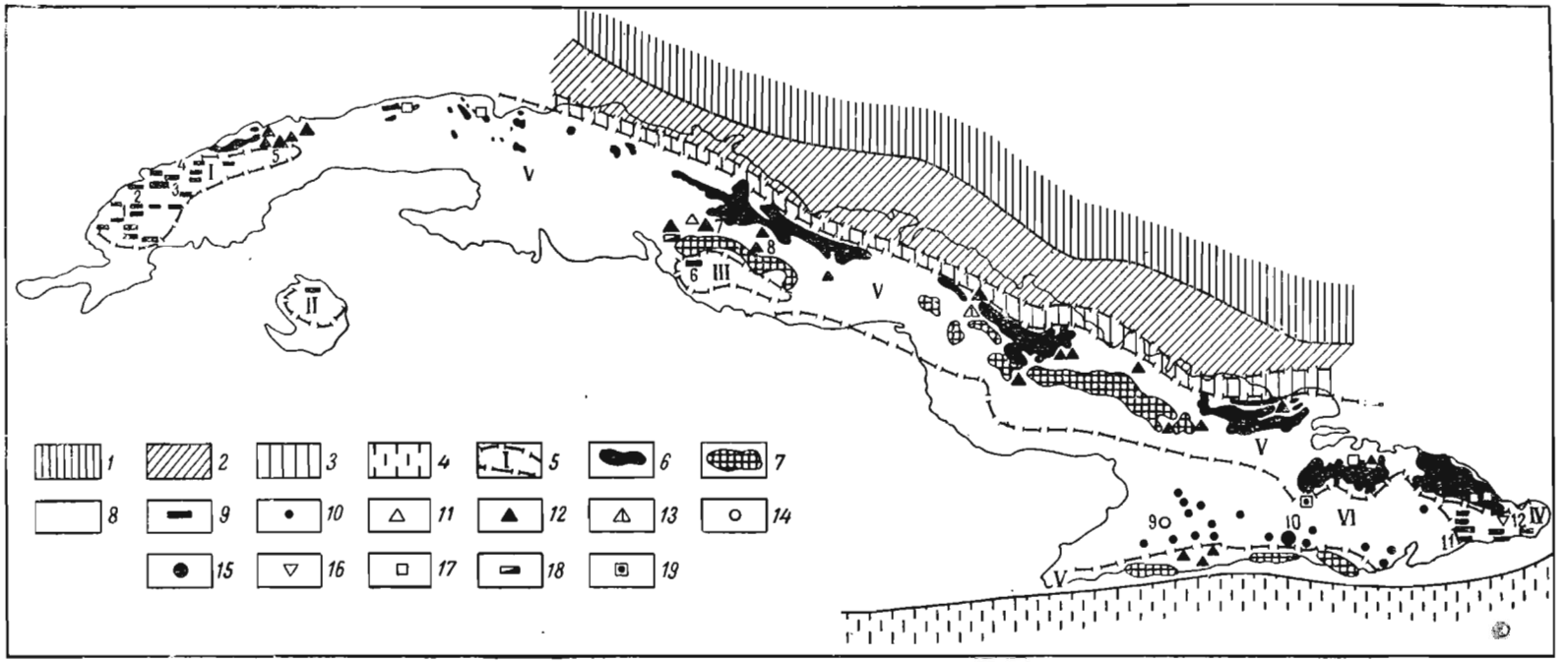


Рис. 262. Схема размещения медных месторождений на о. Куба. *По Ю. Богданову и др.*

1 — Багамская платформа; *2* — миогеосинклиналь; *3* — краевое поднятие Лас Вильяс; *4* — впадина Бертлет; *5* — металлогенические зоны эвгеосинклинали: I — Пинар дель Рио, II — Пинос, III — Тринидад, IV — Ориенте, V — Саса, VI — Кауто; *6* — габбро-перидотитовые массивы; *7* — гранитоидные интрузивы. Юрский свинцово-цинково-медный комплекс: *8* — месторождения пиритовой прожилково-вкрапленной и жильной формации; *9* — месторождения пирит-халькопиритовой жильной формации; *10* — месторождения сфалерит-галенитовой жильной формации. Меловой медный комплекс: *11* — месторождения серноколчеданной формации; *12* — месторождения медноколчеданной формации; *13* — месторождения сфалерит-галенитовой формации. Палеогеновый медный комплекс: *14* — месторождения медноколчеданной формации; *15* — месторождения пирит-халькопиритовой жильной формации. Кобальтово-никелевый комплекс: *16* — рудопроявления сфалерит-халькопиритовой формации; *17* — рудопроявления пирит-халькопиритовой жильной формации. Железорудный комплекс: *18* — рудопроявления пирит-халькопиритовой контактово-метасоматической формации. Марганцевый комплекс: *19* — рудопроявления осадочной (?) формации медистых конгломератов. Цифрами на карте показаны месторождения и рудопроявления (большими знаками — крупные и средние месторождения, маленькими знаками — мелкие месторождения и рудопроявления): 1 — Дора, 2 — Франциско, 3 — Матаамбре, 4 — Моно, 5 — Буэна Виста, 6 — Карлота, 7 — Фернандо, 8 — Антонио, 9 — Эврека, 10 — Эль Кобре, 11 — Элексион, 12 — Ла Ойя

козина, халькопирита, борнита, ковеллина, самородной меди, окислов железа и марганца, гипса, кальцита, халцедона и яшмы среди монтмориллонитизированных туфовых песчаников (Х. Нишихара).

Примером месторождения в Андах может служить небольшое месторождение в Перу. Оно приурочено к третичным порфировым лавам с прослоями вулканических брекчий, агломератов и известняков, относящихся к спилитовой формации. Представлено скоплениями сплошных, прожилковых и вкрапленных руд халькопирита и борнита с примесью тетраэдрита, сфалерита, галенита и барита среди пропилитизированных пород (Дж. Амштуц).

Примером месторождений Европы может быть Гермионис в Восточной Греции. Здесь колчеданные пласты и линзы согласно залегают в верхнемеловом флише, вблизи субмаринных андезитов и андезитовых туфов того же возраста. Они вытянуты в длину на 1500 *м* при мощности 0,2—12 *м*. Сложены пиритом с примесью халькопирита, сфалерита и редких зерен галенита. Рассматриваются в качестве типичных вулканогенных эксгаляционно-осадочных образований (С. Аранитис). Подобные месторождения известны также на Кипре в Скуриотиссе, и относятся, по Е. Каллахаму, также к эксгаляционно-осадочным.

Очень интересны месторождения Кубы, схема размещения которых показана на рис. 262.

Эпохи рудообразования

Колчеданные месторождения формировались на ранних геосинклинальных стадиях всех циклов геологического развития. В архейском цикле были образованы месторождения Канады. В протерозойском цикле возникали колчеданы Полярного Урала, Карелии, Северного Тянь-Шаня, Канады, Швеции. Для байкальского цикла колчеданные месторождения не зафиксированы скорее всего потому, что отложения этого цикла пока еще плохо изучены, не выделяются от прочих докембрийских образований и обычно входят в протерозойские продукты геологической деятельности. Хотя, например, Д. Горжевский относит к ним месторождения Бурятии. Каледонские колчеданы характерны для Западного Саяна, Норвегии и Австралии; они известны также на Урале. Герцинские колчеданные месторождения относятся к весьма распространенным: они развиты на Урале, Кавказе, в Аппалачах, Испании и Португалии, Федеративной Республике Германии, известны в других странах Центральной Европы (например, во Франции), в Японии, Китае, Кордильерах. Колчеданные месторождения киммерийского цикла, пожалуй, наименее распространены, хотя они известны на Кавказе, в Албании, Югославии, Японии и Кордильерах. Альпийская металлогения отличается новым подъемом колчеданного рудообразования на Кавказе, в Турции, Греции, Японии, в меньшей мере в Кордильерах и Андах Америки.

Таким образом, можно говорить о семи генеральных эпохах колчеданного рудообразования: архейской, протерозойской, байкальской (хотя такие месторождения достоверно пока не установлены), каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской. В общей геологической истории, охватываемой этими циклами, колчеданное рудообразование происходило более или менее равномерно, за исключением герцинского цикла, выделяющегося накоплением грандиозных масс колчеданов в вулканогенных толщах силура, особенно девона и отчасти нижнего карбона (рис. 263).

При этом не отмечается резкой смены условий рудообразования и изменения характерных черт колчеданных месторождений. Можно говорить лишь о некоторых тенденциях в эволюции отличительных

признаков этих месторождений от древних к молодым их представителям. Эти тенденции сводятся к следующему:

1) уменьшается степень метаморфизма как вмещающих пород, так и руд, хотя не всегда и не везде древние месторождения бывают метаморфизованы интенсивнее молодых;

2) в составе руд сокращается количество пирротина, возможно, в связи с тем, что этот минерал принадлежит к продуктам метамор-

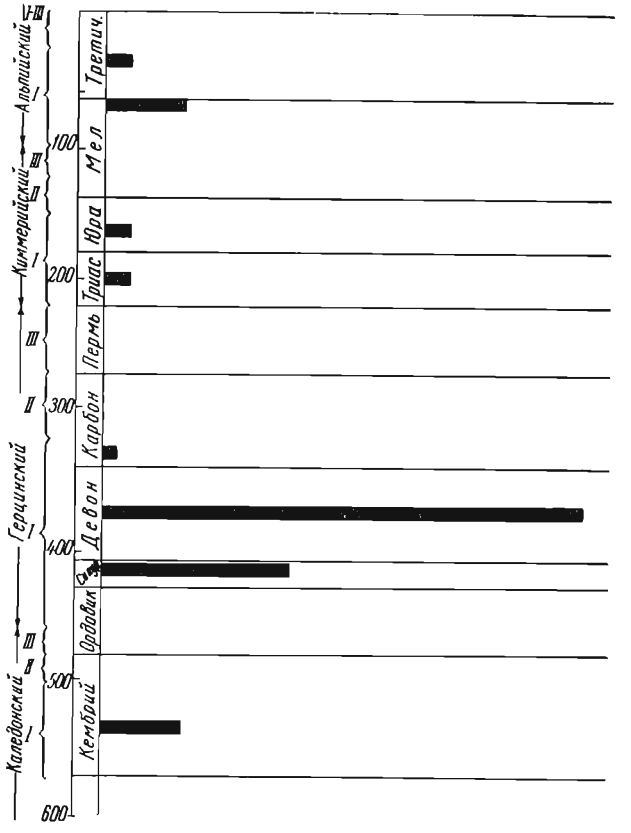


Рис. 263. Важнейшие эпохи колчеданного рудообразования в пострифейское время (по ориентировочным данным)

Стадии геосинклинальных циклов: I — ранняя, II — средняя, III — поздняя

фического преобразования пирита, уменьшающегося в своем развитии вследствие общего снижения метаморфизма от древних к молодым месторождениям;

3) усложняется состав руд, хотя и среди древних, например протерозойских месторождений, кроме широко распространенных простых серноколчеданных залежей известны рудные тела достаточно сложного состава (Швеция, Канада).

Колчеданное рудообразование может происходить на всем протяжении ранней стадии геосинклинального цикла. Известно, что ранняя стадия является самой длительной. Она охватывает период более протяженный, чем средняя и поздняя стадии вместе взятые и занимает 60—70% общего времени геосинклинального цикла развития. Поэтому, как правило, для формирования колчеданных месторождений отводится времени несравненно больше, чем для образования постмагматических месторождений, связанных с гранитоидами средней стадии и малыми интрузиями поздней стадии. Однако колчеданное рудообра-

зование идет не непрерывно в течение ранней стадии, а прерывисто, в соответствии с повторимостью циклов вулканической активности в рамках ранней стадии геосинклинального развития. Таких циклов бывает один, два и редко три. Они определяют местные эпохи наибольшей продуктивности в колчеданном рудообразовании. Так, например, на Урале в рамках герцинского цикла выделяются верхнесилурийская (предверхнелудлоуская), среднедевонская и нижнекаменноугольная местные эпохи рудообразования.

Для колчеданов чрезвычайно характерна повторяемость рудообразования не только в ходе развития вулканизма ранней стадии, но также и на ранних стадиях всех циклов в полицикличных складчатых системах. Отмечается, что если колчеданное оруденение возникает на ранней стадии первого, самого древнего цикла, то оно обязательно повторится на ранних стадиях и всех последующих циклов. Примеры этого многочисленны. На Урале известны колчеданные рудопроявления и месторождения протерозойского, каледонского и герцинского циклов (Червяковский, 1960); на Кавказе установлены колчеданные рудопроявления и месторождения каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов (Твалчрелидзе, 1958); в Канаде зафиксированы месторождения протерозойского, герцинского и киммерийского циклов; в Японии выявлены колчеданные залежи герцинского, киммерийского и альпийского циклов геологического развития.

Зоны вулканизма как в рамках ранней стадии геологического цикла, так и от цикла к циклу в полицикличных складчатых областях со временем смещаются от одного борта геосинклинали к другому. В связи с этим происходит постепенное смещение поясов колчеданных месторождений, образующих серии параллельных все более и более омолаживающихся рудных цепей. Например, на Кавказе, как было указано выше, палеозойские месторождения образуют самый северный пояс Передового хребта Большого Кавказа, киммерийские колчеданные месторождения смещены к югу — в Закавказье и на Малый Кавказ, а альпийские сконцентрированы еще южнее, в пределах Аджаро-Триалетской части Сомхито-Карабахской вулканогенной зоны.

Связь с ранней стадией развития эвгеосинклиналей

В истории превращения подвижных геосинклинальных зон в складчатые области выделяются три главные стадии геологического развития: 1) ранняя — собственно геосинклинальная, 2) средняя, отвечающая периоду главных фаз складчатости и внедрения батолитических масс гранитоидов, 3) поздняя, соответствующая отмиранию геосинклинального режима, переходу к платформенному состоянию, сопровождающемуся внедрением малых интрузий обычно вдоль крупных разломов. Вслед за этим наступает платформенный этап геологического существования.

Различают геосинклинали двух профилей развития — миогеосинклинали и эвгеосинклинали. На ранней стадии миогеосинклиналей заметная магмовулканическая деятельность не отмечается. Ранняя стадия эвгеосинклиналей, наоборот, отличается обильными эффузивными и интрузивными производными базальтовой магмы.

В длительной истории геологического развития колчеданные месторождения возникают исключительно на ранней стадии формирования эвгеосинклиналей, в связи с чрезвычайно характерным для нее субмаринным спилито-кератофировым вулканизмом. Они совершенно неизвестны для последующих стадий эвгеосинклиналей. Точно также они совсем не образуются ни на одной из стадий миогеосинклинального развития. Они не формируются в платформенные этапы геологической истории.

Доказательством связи колчеданного рудообразования исключительно с геологическими процессами ранней стадии эвгеосинклинального развития могут служить следующие данные. Во-первых, колчеданные месторождения во всем мире находятся только в пределах поясов вулканогенно-осадочных и сопутствующих им субвулканических и глубинных магматических пород, возникших на ранней стадии эвгеосинклинального развития. За их пределами они неизвестны. Во-вторых, помимо этой общей закономерности, известны и частные данные, подтверждающие образование колчеданных месторождений до средней и тем более до поздней стадии геосинклинального развития.

М. Исаенко в верхнеэоценовых гранитоидах Армении, относящихся к средней стадии альпийского цикла Малого Кавказа, обнаружила желваки медноколчеданной руды, ассоциированные с ними обломки кварц-гематитовой руды и ксенолиты вулканогенных пород (порфиритов), несущих колчеданное оруденение.

Л. Яковлевым (1965) и А. Шмидтом (1961) в пределах значительной части Среднего Урала доказано последующее воздействие скарнового рудообразования, принадлежащего к поздним плагиогранитам начальной стадии, а также к гранодиоритам средней стадии палеозойского цикла развития, на залежи колчеданных руд, находящиеся среди силуро-девонских вулканогенных пород.

В. Агентовым в 1962 г. на площади развития колчеданных месторождений Тувы среди спилито-кератофировых пород туматтагинской свиты нижнего кембрия, относящихся к ранней стадии каледонского геосинклинального цикла, выявлены гранодиориты верхнекембрийского таннуольского комплекса, относящиеся к средней стадии каледонского цикла, рвущие поля гидротермально измененных пород, сопровождающих колчеданное оруденение.

Место колчеданного рудообразования в вулканическом цикле

В начальную стадию эвгеосинклинального развития образуются четыре формации магматических пород: 1) перидотитовая, 2) габбровая, 3) плагиогранитная, 4) спилито-кератофировая. Первые три относятся к категории глубинных, а четвертая — к поверхностной субмаринной, формирующейся под водой на дне и в придонной части геосинклинального моря. Перидотитовые и габбровые интрузивы внедряются преимущественно вдоль крупных разломов, ограничивающих геосинклинальные троги, близко одновременно с излияниями лав и накоплением пирокластов вулканогенной спилито-кератофировой формации, выполняющей эти троги. Плагиограниты внедряются как внутри, так и по периферии геосинклинальных трогов ближе к концу магматических процессов ранней стадии геосинклинальной истории.

Колчеданные месторождения не имеют никакой непосредственной связи с перидотитовыми и габбровыми глубинными породами. Плагиогранитные интрузии происходят после образования колчеданных месторождений. Колчеданное рудообразование непосредственно и тесно связано с вулканогенной спилито-кератофировой формацией.

Спилито-кератофировая формация образует комплекс лавовых покровов, слоев пирокластов и пронизывающих их субвулканических тел, формирующихся в рамках единого субмаринного вулканического цикла. Этот цикл всегда начинается с излияния лав основного состава, формирующих спилитовую часть основания разрезов рассматриваемой вулканогенной формации. Он постепенно сменяется породами порфиритового состава и венчается кератофирами, иногда кварцевыми кератофирами. Эта единая серия пород, постепенно, с отступлениями, эволюционирующая от основных к кислым породам, рассматривается как производная базальтовой магмы, претерпевшая полноценный натровый автометасо-

матоз, приведший к повсеместному и почти полному замещению основных плагиоклазов альбитом.

Схема эволюции спилито-кератофировой формации по В. Заварицкому (1950) изображена на рис. 264. Представляется, что кератофиры возникли при альбитизации дацитов, поэтому рассматриваемый комп-

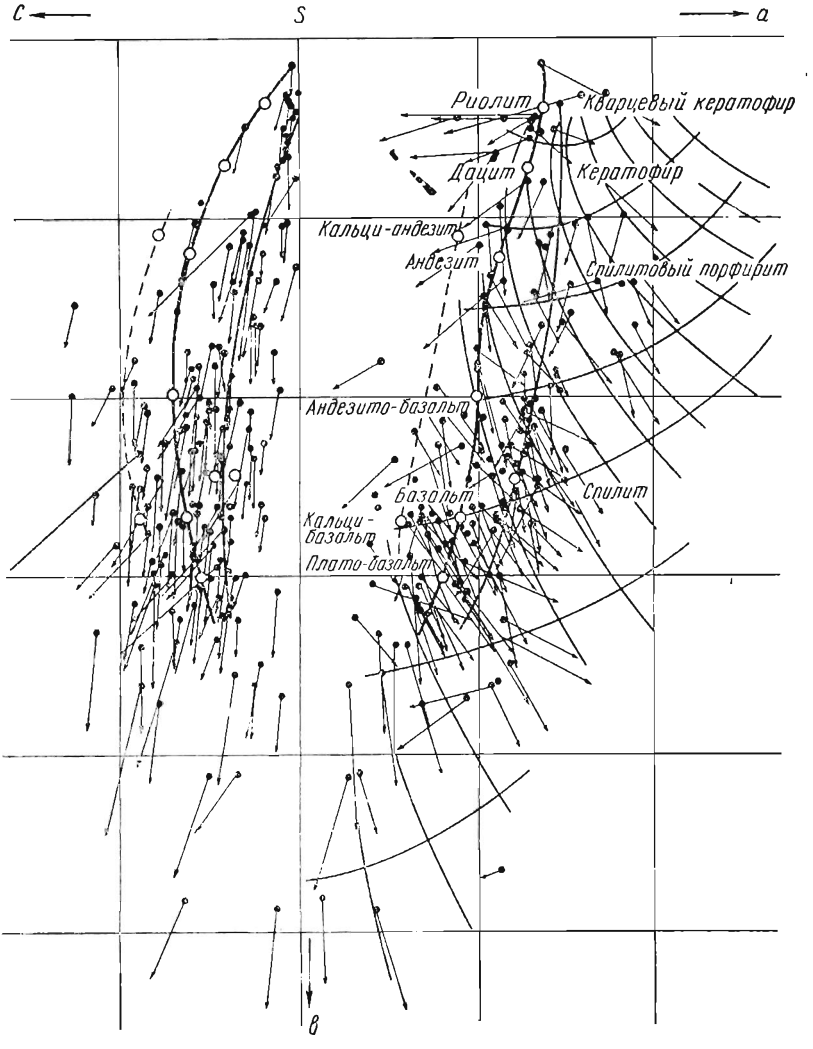


Рис. 264. Схема эволюции спилито-кератофировой формации от спилитов (справа внизу) к кварцевым кератофирам (справа наверху), показанная по методу А. Заварицкого

лекс пород иногда называется альбитизированной спилито-дацитовой формацией. Вследствие альбитизации породы спилито-кератофировой формации отличаются повышенным содержанием щелочей, в составе которых отмечается значительное и постоянное преобладание натрия над калием. Лавовые породы перемежаются со слоями пирокластов (брекчии, туфы, туфопесчаники), состав которых также закономерно меняется от основного к кислому, от низов к верхней части разреза. Отмечается увеличение их мощности к верхам разреза, особенно в части, кроющей кератофиры. Среди лав и пирокластов встречаются прослои терригенных и хемогенных морских осадков, представленных обычно глинистыми и углеводородсодержащими черными сланцами,

яшмами, гидроокислами железа и марганца. Слоистые вулканогенно-осадочные толщи пород всегда прорваны дайками и штоками субвулканических и жерловых пород, состав которых со временем эволюционирует в том же направлении, что и состав лавопирокластовых пород.

Отмечается, что колчеданное рудообразование может проявляться неоднократно на всех стадиях вулканического цикла, но резко подавляющая масса колчеданов накапливается в конце вулканического цикла на этапе кератофирового вулканизма и вслед за ним. Приведем два примера, подтверждающих изложенное.

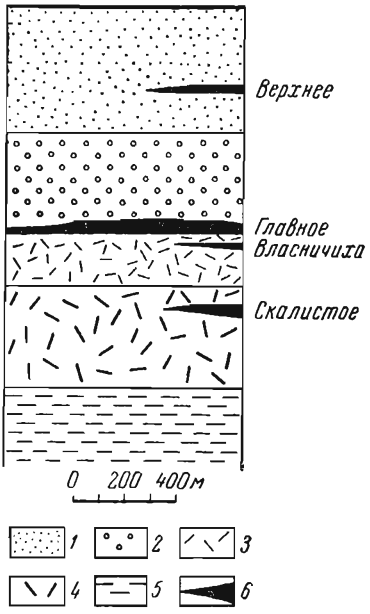


Рис. 265. Расположение рудных тел в колонне вулканогенных пород Урупа (Северный Кавказ)

1 — туфы кислого состава; *2* — туфы среднего состава; *3* — кварцевые альбитофиры; *4* — диабазовые порфириты; *5* — филлиты; *6* — колчеданные залежи

Типичный разрез колчеданоносных вулканогенных пород среднего палеозоя на Северном Кавказе имеет следующее строение. В основании его выделяются плагиоклазовые порфириты первой стадии, перекрытые плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластами второй стадии, в свою очередь перекрытые диабазами и диабазовыми порфиритами с пирокластами третьей стадии, увенчанными кварцевыми альбитофирами, покоящимися под туфами четвертой стадии. Таким образом, в колонке палеозойских вулканогенных пород Кавказа можно выделить четыре ее части (снизу вверх): 1) лавы и туфы основного состава, 2) лавы и туфы среднего (переходного) состава, 3) лавы кислого состава, 4) туфы смешанного и кислого состава. Колчеданные месторождения встречаются по преимуществу в основании туфов, перекрывающих лавы, а наиболее значительные среди них располагаются в основании верхней пачки туфов, залегающих на кислых лавах, венчающих колонку вулканических пород. Примером их может служить главная залежь месторождения Уруп (рис. 265).

В районе месторождения Ащебутак на Южном Урале основание вулканогенной толщи среднего девона сложено диабазами. Выше они сменяются переходными андезито-дацитовыми порфиритами. Еще выше располагаются кислые лавы липаритовых порфиров и их туфов. Разрез венчается толщей слоистых туфов, в основании которых и локализовано колчеданное оруденение.

Эти данные свидетельствуют о двух обстоятельствах: 1) наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит к концу эволюции вулканизма после формирования наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы; 2) концентрированное рудообразование приурочено к периоду прекращения излияния лав, кратковременные пароксизмы которого сменяются более длительным временем поствулканической, в том числе газо-гидротермальной деятельности. Оба обстоятельства соответствуют наблюдениям за современным вулканизмом и поствулканическими газо-гидротермальными процессами Камчатки и Курильских островов. В этой вулканической области, по данным С. Набоко (1963), гидротермальные процессы сопряжены с вулканизмом поздней андезитовой и более кислой стадии эволюции магмы, обусловливая длительные поствулканические процессы, сменяющие кратковременные этапы излияния лав.

В том случае, когда вслед за завершенным вулканическим циклом возрождается новый вулканический цикл, проходящий через аналогичные стадии магматической эволюции, могут сформироваться два комплекса колчеданных месторождений, соответствующие двум комплексам вулканических пород. В этих условиях колчеданные месторождения первого вулканического цикла будут локализованы в вулканических породах раннего комплекса, преимущественно в верхних его частях, без проникновения в перекрывающие породы более позднего комплекса. Колчеданные месторождения второго вулканического цикла могут формироваться как среди вулканогенных пород первого цикла, которые к тому времени могут испытать некоторые тектонические деформации и метаморфизм, так и среди пород второго цикла еще до их существенного преобразования.

Значительно реже отмечается три последовательных цикла и колчеданного рудообразования. Примером этому может служить Урал с его силурийским, среднедевонским и нижнекаменноугольным вулканическими циклами, сопровождавшихся формированием соответствующих им колчеданных месторождений.

Колчеданные залежи и дайки

С тех пор как А. Заварицкий в 1943 г. определенно высказался в пользу послерудного происхождения даек на Учалах (Урал), а А. Пэк в 1944 г. не менее определенно — о дорудном образовании даек на Левихе (Урал), острая дискуссия о возрастном соотношении даек и колчеданных рудных тел не прекращается

В колчеданных рудных телах распространены дайки диабазов, в меньшей степени габбро-порфиритов и альбитофиров. По условиям образования среди них намечаются три группы: 1) корни вышележащих лавовых покровов, 2) субвулканические тела, 3) малые интрузии последующих стадий геосинклинального развития. Следует отметить, что выделение среди даек колчеданных месторождений представителей этих трех групп бывает чрезвычайно затруднительно.

Большинство геологов доказывают послерудное присхождение всех даек колчеданных месторождений.

Обоснованные данные об этом приведены в трудах И. Вахромеева (1956 г.), С. Иванова (1946 г.), С. Иванова и В. Логинова (1965 г.), И. Ленных (1959 г.), В. Логинова и др. (1963 г.), Ю. Озерова (1959 г.), Н. Скрипченко (1960 г. и др.), Г. Червяковского (1953 г.) и др. В основном они сводятся к следующему: 1) дайки, выходя из рудных тел, пересекают породы кровли, в которые не распространяется оруденение; 2) дайки пересекают сбросы, смещающие рудные тела; 3) рудные тела вдоль даек иногда раздроблены, а обломки цементируются породой дайки; 4) дайки содержат обломки руды; 5) тончайшие апофизы даек режут руду по трещинам кливажа; 6) зерна рудных минералов срезаются зальбандами даек; 7) иногда дайки пересекают полосчатую текстуру руды и другие элементы сложения; 8) на контактах с дайками в колчеданах возникают пирротин, гематит, магнетит, антофиллит, борнит вытесняется халькопиритом, а последний — пластинчатым карбонатом, происходит частичное перерастворение и перекристаллизация пирита, кварца и других минералов; 9) дайки не замещаются рудой.

Сейчас уже нет геологов, которые считали бы все разновидности даек дорудными. Но существуют исследователи (Бородаевская, 1964 и др.) полагающие, что дайки альбитофиров дорудные, а дайки диабазов и порфиритов интрарудные. Интрарудное положение даек, помимо косвенных соображений о их положении в вулканогенной толще, аргументируется наличием вдоль зальбандов некоторых из них редкой вкрапленности пирита и тонких прожилков халькопирита, сфалерита.

Исследователи, защищающие пострудный характер даек, связывают это с тепловым воздействием даек или с последующим метаморфизмом, приводящими к переотложению мизерной части рудных минералов по мельчайшим трещинам в призальбандовых частях даек (В. Логинов, В. Старостин). Другие же геологи (В. Агентов, Е. Лазаренко, М. Бородаевская) считают, что дайки внедрились после отложения главной массы серного колчедана, но до выделения сульфидов цветных металлов.

Подводя итоги всему вышеизложенному, можно прийти к следующим заключениям: 1) можно считать несомненно доказанным послерудный возраст большинства даек колчеданных месторождений; 2) не исключена возможность, что на некоторых месторождениях часть даек имеет интрарудный возраст — они внедрились после накопления основной массы серного колчедана, но до отложения сульфидов цветных металлов; 3) нельзя полностью исключать возможность нахождения дорудных даек на некоторых месторождениях; такие дайки могут представлять собой корни лавовых покровов и субвулканические тела, сохранившиеся в окружении метасоматических колчеданных залежей.

Рудные гальки

Замечательной особенностью колчеданных месторождений являются рудные гальки в обломочных пирокластических породах из кровли. Такие рудные гальки встречаются как в пластах туфоконгломератов, непосредственно кроющих рудные тела, так и на расстоянии до нескольких сот метров от них. По форме они неправильные, угловатые, иногда округлые, вследствие чего они обычно и фигурируют как «гальки». Размеры галек корреспондируют величине обломков заключающих их пород и колеблются для различных месторождений от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Сложены они чаще всего сплошным или вкрапленным пиритом с примесью кварца, хлорита и серицита, иногда также халькопирита, сфалерита и других минералов, входящих в состав колчеданных руд. Они встречены во многих месторождениях Урала, Большого и Малого Кавказа, Тувы, Бурятии и за границей.

Большинство исследователей рассматривают их как механические осколки руды, образовавшиеся вследствие эксплозий, следовавших за рудообразованием, взломавших часть рудных тел и вынесших обломки в пирокластические осадки кровли. Вместе с последними они претерпели последующие тектонические деформации и метаморфизм. Некоторые геологи считают, что подобного рода рудные обособления в пирокластических породах кровли колчеданных месторождений имеют иное происхождение, относясь к тектоническим брекчиям, метасоматическим скоплениям колчедана по силикатным галькам пирокластов и «сгусткам коллоидного вещества» (Петровская, 1964; Бородаевская, 1964 и др.). Однако личные исследования автора рудных галек на колчеданных месторождениях Северного Кавказа, а также данные И. Вахромеева, Г. Дзоценидзе, С. Иванова и В. Логинова, М. Кашкая и В. Алиева, И. Ленных, В. Логинова, В. Прокина и В. Рудакова, Н. Скрипченко, Г. Червяковского и других геологов не оставляют никакого сомнения, что во всех этих случаях мы имеем дело с рудокластами. Такое заключение основано на следующих данных:

1) рудные гальки свойственны только колчеданным месторождениям и неизвестны для других месторождений магматогенного генезиса;

2) минеральный и химический состав рудных галек полностью соответствует составу нижерасположенных колчеданных рудных тел;

3) при этом близко расположенные обломки могут иметь различный состав и быть то пиритными, то сфалеритовыми, то халькопиритовыми (Южный Урал);

4) обломочная толща, включающая рудные гальки, состоит из кусков пород, вмещающих колчеданные рудные залежи;

5) сохранение альбитизированных плагиоклазов вблизи колчеданных галек при полном их замещении внутри этих галек серицитом, кварцем и пиритом;

6) отсутствие каких бы то ни было рудных проводников (прожилков и др.) в материале, окружающем рудные гальки;

7) встреча рудных галек среди вулканических лапиллей, совершенно незатронутых гидротермальным воздействием (Средний Урал);

8) срезание границами галек текстурных элементов руды (полосчатости, прожилков, цепочек минералов);

9) срезание границами галек крупных кристаллов рудообразующих минералов;

10) в расположении рудообразующих минералов внутри галек, как правило, не обнаруживается никаких признаков первичной концентрической зональности или радиального размещения;

11) наличие пленок окисления по периферии рудных галек некоторых месторождений (Левиха, Средний Урал).

Степень метаморфизма рудных галек полностью отвечает уровню метаморфизма вмещающих пород и рудных тел. При глубоком метаморфизме, особенно в рассланцованных породах, границы между гальками и окружающей массой растушевываются, внутри их происходит метаморфическая перегруппировка вещества, вследствие чего иногда некоторые легко подвижные минералы, например халькопирит, образуют внешнюю зону с тончайшими «усиками», отходящими на несколько миллиметров за пределы рудных галек.

Минералогия руды

Минеральный состав колчеданных руд чрезвычайно специфичен. Он определяется резким преобладанием в их составе сульфидов железа, среди которых доминирует пирит. Распространенными примесями в пиритной руде являются халькопирит, борнит, сфалерит, блеклые руды, которые и определяют практическую ценность колчеданных месторождений как источников руд цветных металлов. Полный список минералов, зафиксированных в колчеданных месторождениях мира, приведен в табл. 51.

Такому минеральному составу корреспондирует и химический состав колчеданных руд. Он иллюстрируется в табл. 52 данными анализа трех характерных разновидностей колчеданной руды Северной Карпушихи на Урале (Лазаренко, 1953). Состав рассеянных элементов разный в зависимости от типа колчеданных руд. Во всех разновидностях отмечаются Se, Te, As, Pb, Bi, Mo, Sn, Au и Ag; в серноколчеданной руде повышается роль Ti, Ni, Co, а в медно-цинковоколчеданной — Ge, In, Cd, Sb (Червяковский, 1960 и др.). При этом содержание рассеянных элементов в составе разных генераций рудообразующих минералов, например Se и Te в пирите, Cd в сфалерите, заметно меняется (Петровская, 1964).

Колчеданные месторождения могут образовываться либо в одну, либо в две стадии. В первую стадию во всех случаях накапливается главная масса серного колчедана с примесью того или иного количества халькопирита и сфалерита. В двухстадийных месторождениях во вторую стадию выделяются преимущественно халькопирит, сфалерит и другие минералы, облагораживающие серноколчеданную руду. Минералонакопление второй стадии отделено от первой резким перерывом

Таблица 51

Минералы колчеданных руд

Характер распространения	Минералы
Постоянные	Пирит, халькопирит, серицит, хлорит, карбонаты, кварц, барит
Встречаются часто	Пирротин, сфалерит, борнит, тетраэдрит, магнетит, гипс, ангидрит
Встречаются местами	Марказит, мельниковит, гематит, мушкетовит, арсенопирит, галенит, халькозин, ковеллин, молибденит, теннантит, энаргит, вюртцит, люцонит, барит, сидерит, родохрозит, эпидот, графит, альбит, амфиболы, турмалин, гранат, андалузит, рутил, сфен — СССР, Карелия. Маггемит, калаверит, тетрадимит, алтаит, гессит, фаматинит, кубанит, валлериит, аргентит, дентландит, линнеит, кобальтин, киноварь, золото, электрум, серебро, ксантофиллит, стиланомелан, апатит, сфен, ортит, флюорит, топаз, корунд, андалузит, диаспор, пирофиллит, зуниит — СССР, Урал. Алтаит, петцит, реньерит, германит — СССР, Кавказ. Бурнонит, фаматинит, халькостибнит, витнеит, умангит, гаухекорнит, ульманит, бертьерит — Испания. Неодегенит, валлериит — Япония. Ильваит — Турция

Таблица 52

Химический состав руд Северной Карпушихи
(в вес. %)

Тип руды	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe	CaO	MgO	BaO	MnO	Na_2O	K_2O	S	P_2O_5
Медноколчеданная	0,75	Нет	0,26	39,75	0,07	0,03	0,03	0,04	0,001	0,03	45,67	0,01
Серноколчеданная	7,58	0,29	5,84	39,54	0,06	0,14	Не опр.	0,012	0,35	Не опр.	44,84	0,13
Серноколчеданная с прослоями сланцев	12,09	0,75	10,63	9,45	0,12	5,62	0,01	0,41	1,13	0,53	32,80	0,05

и дроблением вещества ранней стадии. Перерыв иногда был весьма длительным, разделенным внедрением интрарудных даек (Лазаренко, 1953; Петровская, 1964 и др.) и некоторым метаморфизмом вещества первой стадии, свидетельством чего являются (Петровская, 1964; Ракчеев, 1962; Шадлун, 1950) дезориентированные обломки метаморфизованных вмещающих пород в рудах второй стадии на месторождениях Карабаш, Кузнечиха и других на Урале (рис. 266).

Минералы второй стадии развиваются преимущественно метасоматически по минералам первой стадии, что особенно заметно для сульфидов цветных металлов II стадии, замещающих пирит I стадии (Григорьев, 1949 и др.); при этом признаки рудообразования I стадии сильно вуалируются чертами II стадии. Вследствие этого приметы рудообразования II стадии могут восприниматься как характерные черты всего процесса рудообразования с неверными выводами о том, что оно полностью протекало после смятия в складки и метаморфизма вмещающих пород.

Текстуры и структуры колчеданных руд отражают условия их образования, определяющиеся обстановкой первоначального накопления, по-

следующего дробления и замещения, а также глубиной общего метаморфизма. Подробная характеристика текстур и структур колчеданных руд содержится в трудах А. Бетмана (Bateman, 1927), Н. Петровской (1964), П. Рамдора (Ramdor, 1953), Т. Шадлун (1950). Наиболее характерными текстурами колчеданной руды являются: массивная, вкрапленная, прожилковая, колломорфная, полосчатая, сланцеватая. Среди структур колчеданных руд различают колломорфные структуры выпадения из раствора, зернистые структуры последующей перекристаллизации, метасоматического замещения, брекчиевые катаклаза и сланцеватые динамометаморфизма.

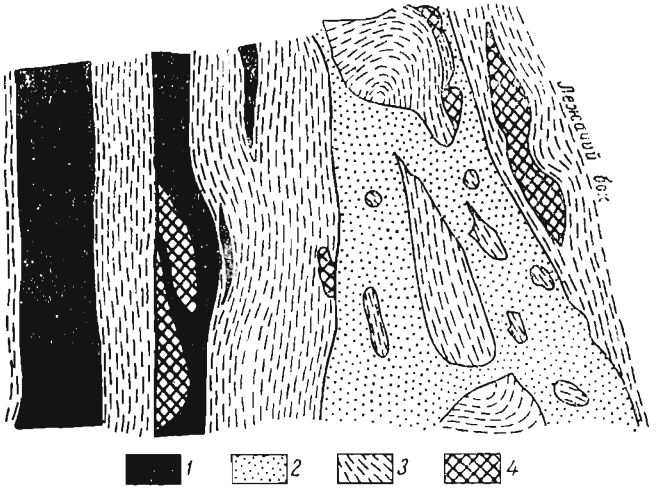


Рис. 266. Соотношение серноколчеданной руды первой стадии с медно-цинк-баритовой рудой второй стадии на Южно-Кузнечихинском месторождении Урала. *По Ту Гуан-чжи*

1 — колчеданная руда; *2* — медно-цинк-баритовая руда; *3* — кварц-серицитовые сланцы; *4* — кварц. Видны дезориентированные обломки сланцев в медно-цинк-баритовой руде

В распределении минеральной массы в колчеданных залежах известны фациальная зональность отложения, стадийная зональность повторного тектонического раскрывания и комбинированная зональность. Пример фациальной зональности отложения описан Н. Скрипченко (1964) для колчеданных месторождений Северного Кавказа. Им отмечается, что мощные раздувы центральных частей колчеданных тел сложены в основном пиритом, но на их периферии, по мере уменьшения мощности залежей по направлению выклинивания, нарастает роль халькопирита, а в некоторых месторождениях вслед за тем борнита и гематита. Н. Скрипченко объясняет это изменением Eh и pH среды рудоотложения, приводящей к смещению равновесия в минералообразовании по ряду пирит—халькопирит—борнит+гематит. В этом же направлении меняется изотопный состав серы сульфидов (рис. 267).

Пример стадийной зональности повторного тектонического раскрывания приведен в статье Н. Петровской (1964) и относится к месторождению Учалы на Урале. Здесь наблюдается наложение пирит-сфалеритовой минеральной ассоциации II стадии по ослабленным тектоническим направлениям, разламывающим массивную пиритную руду I стадии рудообразования (рис. 268).

В соответствии с особенностями минерального состава выделяются месторождения, залежи и отдельные их части серноколчеданных, мед-

ноколчеданных и цинк-медноколчеданных руд, содержащих иногда барит, мышьяк, свинец и золото.

Для районов развития колчеданных месторождений чрезвычайно характерно распространение парагенных им месторождений барита, гидроокислов железа и марганца, а также яшм. Большинство из этих месторождений, особенно трех последних групп, относится к эксгаляционно-осадочным образованиям.

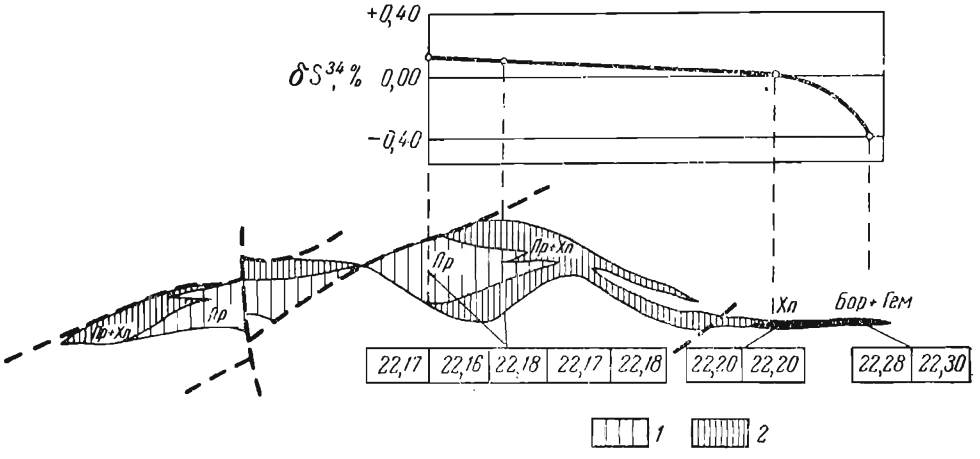


Рис. 267. Горизонтальное сечение главной залежи Худесского колчеданного месторождения на Северном Кавказе. *По Н. Скрипченко*

1 — серноколчеданная руда; *2* — медистая сульфидно-гематитовая руда. Кривая над правой частью залежи показывает изменение δS^{34} по простиранию рудного тела от его центра к точке выклинивания. Цифры под разрезом — величины $S^{32} : S^{34}$ в отдельных пробах

Изменение рудовмещающих пород

Формирование колчеданных месторождений очень часто сопровождалось гидротермальным изменением вмещающих пород. Хотя колчеданное рудообразование длительно, гидротермальное преобразование боковых пород оказывается еще более длительным, так как оно могло начаться одновременно с рудообразованием и продолжаться вслед за его завершением. Поэтому в ряде случаев необходимо стремиться различать гидротермальное изменение боковых пород, сопутствующее накоплению колчеданной массы, и последующий гидротермальный метаморфизм, накладывающийся на колчеданные залежи.

Изменение боковых пород, сопровождавшее колчеданное рудообразование, относится к трем уровням метаморфизма. Вследствие наиболее глубокого изменения возникают вторичные кварциты с турмалином, андалузитом и корундом (Карелия, отчасти Урал и Казахстан). При самом низком метаморфизме образуются ореолы алунит-каолинитовых кварцитов, сменяющиеся по периферии низкотемпературной пропилитизацией (Япония). Наиболее широко распространено гидротермальное изменение промежуточного уровня, удивительно выдержанное для всех месторождений, в которых оно проявляется. Вследствие такого преобразования формируются пиритизированные кварц-серицит-хлоритовые породы. Причем вне зависимости от состава исходных вулканогенных пород конечными продуктами гидротермального преобразования становятся кварц-серицитовые сланцы и кварциты (рис. 269).

Все исследователи отмечают, что гидротермально измененные боковые породы, как правило, располагаются в породах лежачего бока, подстилающих колчеданные рудные залежи (Х. Борхерт, М. Бородаевская и Н. Курбанов, Н. Скрипченко, 1964, В. Смирнов и Т. Гончарова, 1960

и др.). В тех случаях, когда они фиксируются со стороны висячего бока, возникает представление об опрокинутом залегании рудных тел (С. Иванов). Сплошные зоны измененных пород, находящиеся непосредственно под рудным телом, с глубиной расщепляются и переходят в серию крутопадающих языков, следующих вдоль линейных зон тектонического дробления подстилающих пород и рассматриваемых как рудоподводящие каналы колчеданного рудообразования (рис. 270).

Гидротермально измененные породы, подстилающие колчеданные залежи, имеют зональное строение. Обычно намечаются две зоны: внутренняя кварц-серицитовая, прилегающая к рудному телу, и внешняя хлоритовая, отделяющая кварц-серицитовую зону от подстилающих пород. Отмечены случаи, когда между кварц-серицитовой зоной и рудным телом находятся кварциты с корундом, андалузитом, диаспором, пирофиллитом, зуниитом, топазом, рутилом, апатитом и флюоритом (Малый Кавказ, по В. Алиеву; Красногвардейское месторождение Урала по А. Гороху; Кабанское месторождение Урала, по В. Логинову, Майкаин в Казахстане, по Л. Яковлеву). Переходы между зонами измененных и неизмененных пород постепенные. Все измененные породы содержат вкрапленность и иногда тонкие прожилки пирита, реже других сульфидов. Не наблюдается какой-либо зависимости между размерами рудных тел и шириной зон измененных пород. Кварц-серицитовая зона может иметь ширину от 1—2 до нескольких десятков метров, составляя от 1 до 600% от мощности колчеданных тел (Урал). Зона хлоритизированных пород обычно мощнее кварц-серицитовой зоны в 3—10 раз.

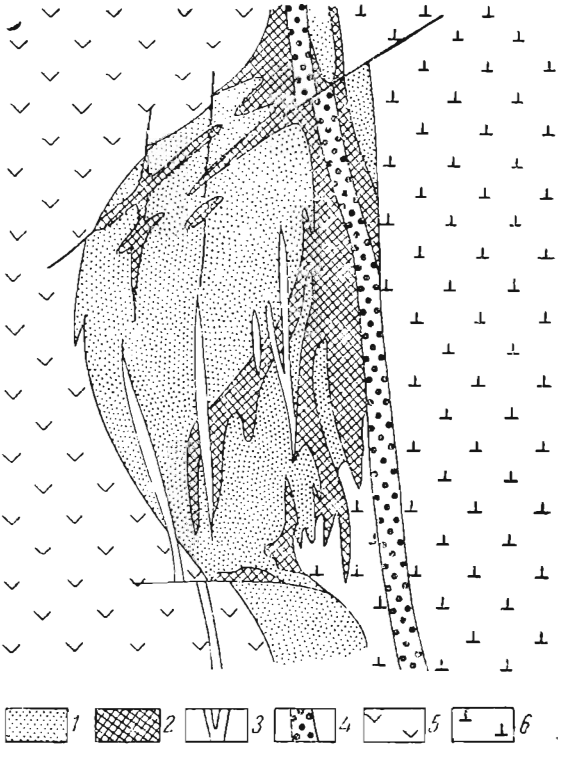


Рис. 268. Зональность повторного тектонического раскрывания на колчеданном месторождении Учалы, Урал (схематизированный поперечный разрез по Н. Петровской)

1 — массивная серноколчеданная руда первой стадии; *2* — пирит-сфалеритовая руда второй стадии; *3* — дайки андезитового порфирита; *4* — дайка габбро-диоритового порфирита; *5* — диабазы и их пирокласты; *6* — альбитофиры и их пирокласты

Геохимическая сторона изменения околорудных пород при колчеданном рудообразовании сводится к следующему. В зоне окварцевания и серицитизации почти полностью выносится натрий, а также существенно алюминий, двухвалентное железо, магний и кальций; привносится кремний, калий и увеличивается содержание трехвалентного железа. В зоне хлоритизации значительно уменьшается содержание двухвалентного железа, натрия, незначительно сокращается кремний; увеличивается количество трехвалентного железа, кальция, магния и калия. Если последовательные зоны гидротермально измененных пород рассматривать как метасоматическую колонку, то видно, что железо, кальций и магний, выносимые из зоны окварцевания и серици-

Таблица 53

Геохимическая перегруппировка элементов при гидротермальном преобразовании спилитов колчеданного месторождения Бурибай на Урале

Окислы	Слабоизмененные спилиты внешней зоны. Объемный вес 2,73		Хлоритизированные спилиты из зоны хлоритизации. Объемный вес 2,76				Кварцитовидные породы с реликтовой структурой спилитов из зоны хлоритизации (подзона хлоритизации и окварцевания). Объемный вес 2,76				Вторичные кварциты из зоны окварцевания и серицитизация. Объемный вес 2,85			
					Привнос — вынос				Привнос — вынос				Привнос — вынос	
	Содержание, %	Кол-во в 100 $см^3$ породы, г	Содержание, %	Кол-во в 100 $см^3$ породы, г	Абс. разность, г	%	Содержание, %	Кол-во в 100 $см^3$ породы, г	Абс. разность, г	%	Содержание, %	Кол-во в 100 $см^3$ породы, г	Абс. разность, г	%
SiO_2	55,67	151,98	53,68	148,16	−3,82	−2,5	57,52	148,75	−3,23	−2,00	60,27	171,80	+19,82	+13
Al_2O_3	16,26	44,39	15,93	43,97	−0,42	−0,9	15,00	41,40	−2,99	−6,8	8,32	23,70	−40,69	−46,6
Fe_2O_3	2,11	5,76	5,34	15,44	+9,68	+168	5,00	13,80	+8,04	+139,0	15,78	45,10	+39,34	+681
FeO	7,43	20,28	5,86	16,17	−4,11	−20,2	4,79	13,22	−7,06	−34,8	1,14	3,26	−17,02	−83,8
MgO	8,14	22,22	8,38	23,13	+0,91	+4,1	10,35	28,57	+6,35	+28,6	1,72	4,91	−17,31	−78
CaO	0,62	1,70	2,02	5,58	+3,88	+228	0,31	0,85	−0,85	−50,0	0,36	1,02	−0,68	−40
Na_2O	2,84	7,75	0,20	0,55	−7,20	−92,9	0,12	0,33	−7,42	−95,8	0,22	0,63	−7,12	−91,9
K_2O	0,60	1,64	0,72	1,99	+0,36	+21,4	0,60	1,66	+0,02	+1,2	1,56	4,46	+2,82	+172
TiO_2	0,39	1,06	0,42	1,16	+0,10	+9,4	0,28	0,77	−0,29	−27,4	0,20	0,57	−0,49	−46,2
P_2O_5	0,21	0,57	0,25	0,69	+0,12	+21	0,15	0,41	−0,16	−28,1	0,18	0,51	+0,06	+10,5
MnO	0,17	0,46	0,05	0,14	−0,32	−69,6	0,07	0,20	−0,26	−56,6	0,02	0,05	−0,41	−89
SO_3	Следы	—	0,03	0,08	+0,08	+100	Следы	—	—	—	0,41	1,17	+1,17	+100
H_2O^-	0,20	0,55	0,08	0,22	−0,33	−60	0,04	0,11	−0,44	−80,0	—	—	−0,55	−100
H_2O^+	5,14	14,03	5,66	15,62	+1,59	+11,3	5,48	15,12	+1,09	+7,8	—	—	−14,03	−100
CO_2	0,22	0,60	1,38	3,81	+3,21	+534	0,30	0,83	+0,23	+38,4	—	—	−0,60	−100
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,78	—	—	—
Сумма	100,00	273	100,00	276	—	—	100,00	276	—	—	100,00	285	—	—

тизации, вновь в том или ином количестве фиксируются в зоне хлоритизации.

Пример геохимической перегруппировки элементов в гидротермально измененных спилитах Бурибайского колчеданного месторождения на Урале, по данным М. Бородаевской и А. Кривцова, приведен в табл. 53 и на рис. 271.

В ряде случаев отмечается, что при формировании колчеданных месторождений воздействие гидротермальных растворов, восходящих по тем же каналам, что и при рудообразовании, не прекращается после накопления основной массы колчеданов. Под влиянием таких постумных гидротермальных процессов преобразование вмещающих пород



Рис. 269. Схема гидротермального преобразования различных вулканогенных пород в связи с колчеданным рудообразованием. (*По Л. Афанасьеву* с изменениями)

может проникнуть во всех направлениях, распространяясь, в частности, по сбросам, секущим рудное тело, в породы его кровли. Соотношение первоначального изменения боковых пород и его рецедивов изучено слабо. Вероятно, последующее гидротермальное преобразование может иметь тот же минералогический и геохимический профиль; не исключено, что при этом могут протекать и несколько отличные процессы, приводящие к цеолитизации, опализации, пумпеллизации и пренитизации вулканогенных пород, отмеченных на некоторых месторождениях Урала и Кавказа.

Первичные ореолы рассеяния рудообразующих элементов на колчеданных месторождениях изучены слабо. На месторождениях Малого Кавказа, в Армении, по данным С. Вартаняна, фиксируются ореолы меди с содержанием в 5—6 раз выше фона на расстоянии до 35—80 *м* от границ с рудными телами, среди слабо и более интенсивно гидротермально измененных кварцевых кератофиров и их брекчий, а также кварц-серицитовых сланцев. Увеличению содержания меди сопутствует повышение содержания бария и снижение содержания кальция и магния. В порфириты, перекрывающие рудоносные породы, ореолы не распространяются. В подрудных толщах Кафана, по данным Ю. Лейе и Л. Оганесяна, ореол меди прослеживается до глубины 1000 *м*. Схема ореолов рассеяния на Комсомольском месторождении Урала приведена на рис. 272.

Метаморфизм и колчеданное рудообразование

Соотношение колчеданного рудообразования с метаморфизмом руд и вмещающих пород является генеральной проблемой генезиса колчеданных месторождений. Правильный подход к разрешению ее возмо-

жен только в том случае, если постоянно помнить, что формирование колчеданных месторождений происходило длительно, а преобразование вмещающих их пород представляет процесс еще более длительный. Он

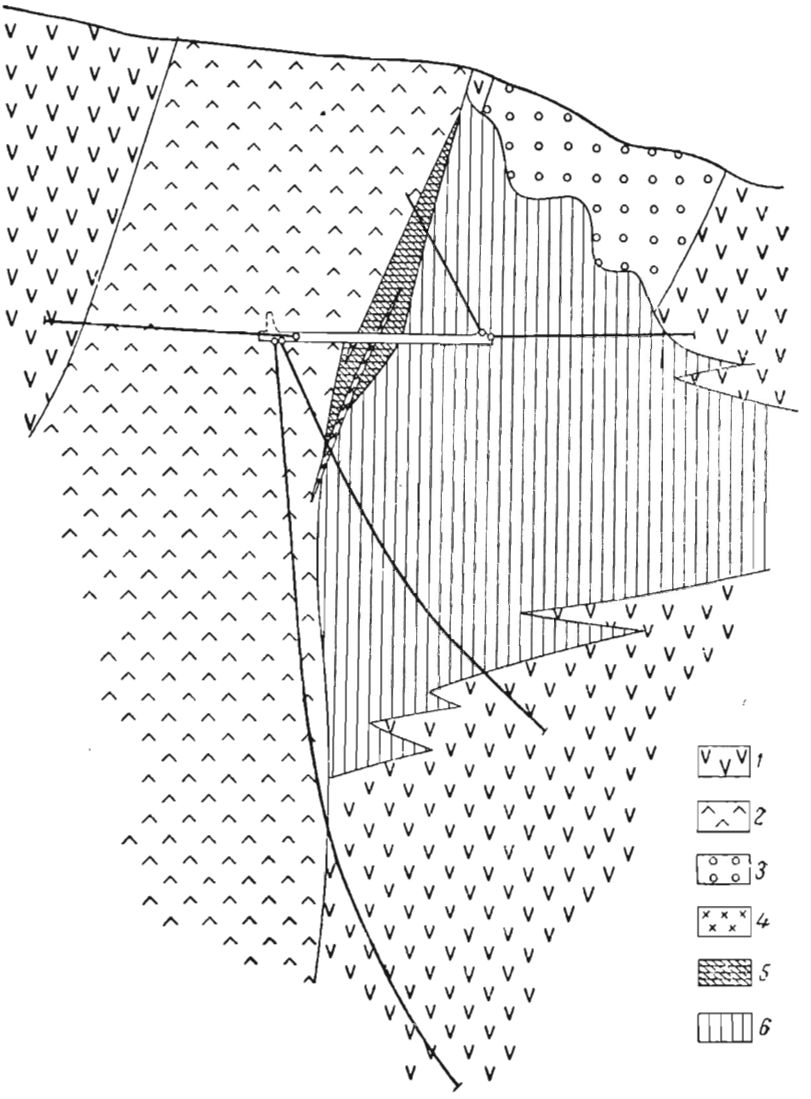


Рис. 270. Схема соотношения рудного тела и минерализованных пород лежачего бока колчеданного месторождения Худес на Северном Кавказе. *По Н. Скрипченко*

1 — спилиты; *2* — спилиты с вариолитовой текстурой; *3* — лапиллиевые брекчии; *4* — диоритовый порфирит; *5* — колчеданная руда; *6* — кварц-серицит-хлоритовые пиритизированные породы

Считается, что в период рудообразования рудная залежь была горизонтальной и лишь позднее, при тектонических деформациях, она заняла настоящее положение

начинается с автометаморфического перерождения в ходе накопления вулканогенных продуктов и завершается региональным метаморфизмом той или иной фации.

Наиболее глубокая амфиболовая фация метаморфизма фиксируется в самых древних колчеданных месторождениях докембрийского возраста, в боковых вулканогенных породах которых возникают амфиболиты, биотит и гранатсодержащие сланцы (Карелия). Значительно

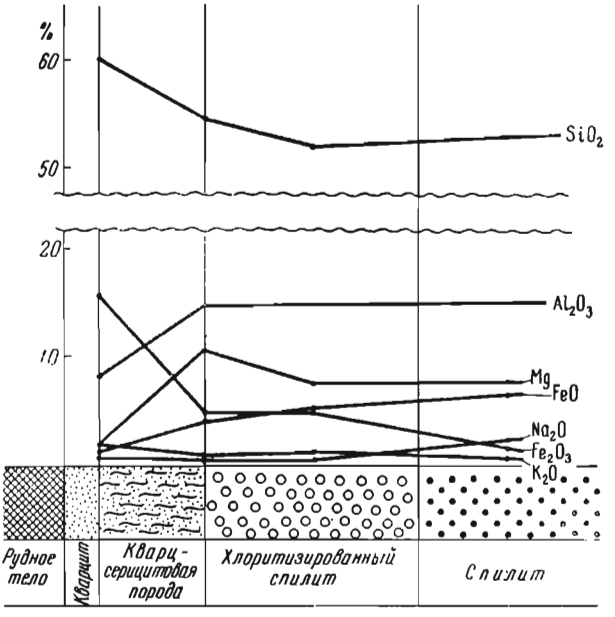


Рис. 271. Геохимическая перегруппировка элементов в околорудных гидротермально измененных спилитах колчеданного месторождения Бурибай на Урале

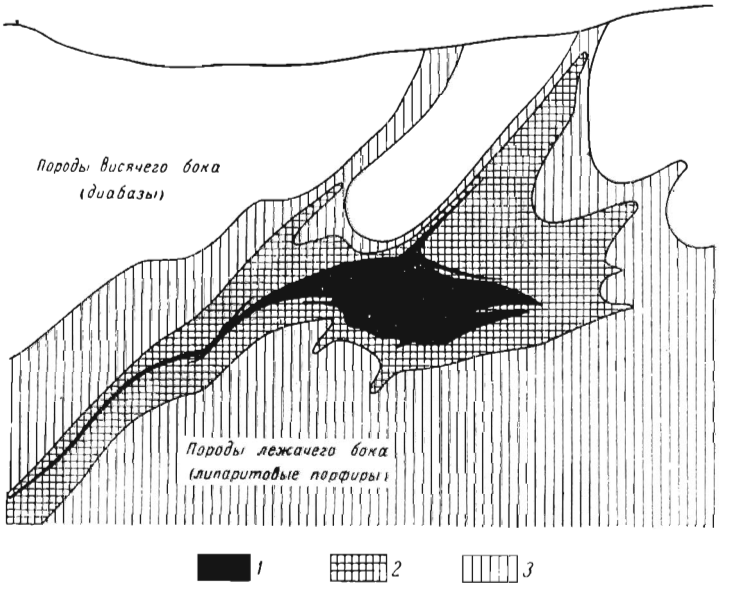


Рис. 272. Схема ореолов рассеяния Комсомольского колчеданного месторождения на Урале. *По Г. Зарайскому и Л. Шишаковой*

1 — рудное тело, *2* — внутренний ореол (Cu, Zn, Pb, Mo, As, Bi, Ba), *3* — внешний ореол (Cu, Zn)

11) развитие теней давления на концах зерен пирита, в которых накапливаются такие пластические минералы, как халькопирит и галенит;

12) образование стебельчатого кварца, нарастающего на кубиках пирита по сланцеватости (этот признак спорный и рядом геологов — А. Пэком, О. Мюгге, А. Игумновым и др. — трактуется иначе);

13) переход ультрадисперсного золота сульфидов в более крупные его выделения.

Все эти признаки ослабевают по мере перехода от интенсивно метаморфизованных к слабо измененным месторождениям. Для Урала С. Иванов намечает такой ряд колчеданных месторождений по снижающейся степени их метаморфизма: Дегтярка, Красноуральск, Учалы, Сибай, Блява.

А. Заварицкий считал, что гидротермальное изменение боковых пород, сопутствующее колчеданному рудообразованию, не то, которое мы наблюдаем, а иное, и что оно приобретает характер окварцевания, серицитизации и хлоритизации в результате последующего регионального метаморфизма руды и окружающих их пород. Однако для такого заключения нет должных оснований. Сходство характера гидротермального изменения боковых пород с общим преобразованием вмещающих вулканических толщ обусловлено тем, что и тот и другой метаморфизм близки по фациально-глубинным и физико-химическим условиям и поэтому вследствие того и другого возникают аналогичные минеральные парагенетические ассоциации.

В тех случаях, когда позднее метаморфизм может достичь более высокой ступени, соответствующим образом преобразуются и гидротермально измененные околорудные породы. Так, например, на колчеданных месторождениях Карелии (Ю. Богданов) на их месте возникают кварциты с альбитом и андалузитом. Вместе с тем при детальном изучении может быть установлена разница в составе идентичных минералов регионально и гидротермально измененных пород. Например, хлориты, входящие в состав гидротермально измененных околорудных пород колчеданных месторождений, постоянно относятся к магнезиально-железистой или рипидолитовой группе, в отличие от хлоритов регионально измененных вулканогенных пород, обычно относящихся к пеннин-клинохлоровой подгруппе магнезиальной группы В. Ивановой.

Вся совокупность данных о соотношении метаморфизма и колчеданного рудообразования свидетельствует в пользу совместного метаморфизма вмещающих пород и рудных тел. При этом в двухстадийных колчеданных месторождениях как рудное вещество первой стадии, так и окружающие породы могли претерпеть метаморфизм той или иной степени до рудоотложения второй стадии с последующим дополнительным метаморфизмом, оформившим окончательный метаморфический облик месторождений. Этот окончательный облик, по замечанию И. Каллиокоски, так же мало соответствует внешнему виду первоначальной руды, как облик гнейсов отличается от исходных для них глинистых сланцев.

Особенности геологической структуры

Положение региональных поясов вулканогенных пород с распределенными среди них полями колчеданных месторождений контролируется глубинными разломами, определяющими геологическую позицию и особенности внутреннего строения тектонических трогов, возникающих на ранней стадии эвгеосинклинального развития и прекращающих свое существование к средней стадии геосинклинального цикла. Троги эти вытягиваются в длину до нескольких тысяч километров,

более распространена менее высокотемпературная зеленокаменная фация. При этом, например, на Урале, согласно А. Ракчееву (1962), возникают следующие характерные минеральные парагенезисы (табл. 54).

Таблица 54

Минеральные парагенезисы зеленокаменной фации метаморфизма вулканогенных пород в районах развития колчеданных месторождений Урала

По А. Ракчееву

Ступень метаморфизма	Минеральные парагенетические ассоциации
Эпидот-актинолитовая	Альбит + актинолит (тремолит) + + эпидот + кварц Альбит + актинолит + хлорит + + (кварц)
Хлорит-актинолитовая	Альбит + актинолит (тремолит) + + эпидот + кварц Альбит + актинолит + хлорит + + (кварц)
Хлорит-эпидотовая	Альбит + эпидот + хлорит + + кварц Эпидот + хлорит + кальцит + + кварц
Кальцит-хлорит-альбитовая	Альбит + хлорит + кальцит + + кварц
Кальцит-серицитовая	Хлорит + серицит + кальцит + + кварц Серицит + кальцит + кварц

Описанное перерождение нередко сопровождается интенсивным рассланцеванием пород с развитием столь типичных для районов колчеданных месторождений кварц-хлорит-серицитовых сланцев и альбитовых порфиритоидов.

Интенсивность метаморфизма залежей колчеданной руды соответствует степени метаморфизма вмещающих пород. Основные признаки ясного метаморфизма колчеданных руд, согласно Б. Вейц, А. Заварицкому, Т. Шадлун и другим, сводятся к следующим:

1) развальцовывание и разлинзовывание рудных тел;

2) преобразование руд колломорфной текстуры в руды кристаллической полосчатой и сланцевой текстуры;

3) дробление хрупких минералов (кварц, пирит) с образованием участков руд катакластической текстуры;

4) изгибание и смятие пластических минералов (халькопирит, галенит); их перемещение в зоны местного приоткрывания с образованием динамометаморфических прожилков и скоплений;

5) наложение на сульфидное оруденение серицитизации и хлоритизации;

6) возникновение двойников давления в зернах кварца, пирротина, сфалерита;

7) развитие альпийских прожилков, секущих сульфидную массу руды;

8) сокращение количества марказита и вюртцита вплоть до полного их преобразования в пирит и сфалерит;

9) преобразование части пирита в пирротин, особенно в ореоле вкрапленных руд, прилегающем к массивной руде;

10) развитие азональных, плохо протравливающихся каемок у зерен пирита, имеющих зональное внутреннее строение;

имеют ширину от 5 до 100 *км* и представляют чрезвычайно контрастные элементы региональной структуры складчатых областей, по которым происходило местное погружение участков земной коры на глубину до 10 *км*, сопровождавшееся интенсивным базальтоидным вулканизмом и магматизмом, продукты которого заполняли троги близко одновременно с их проседанием, без последующей инверсии в положительную тектоническую структуру.

Расположение полей колчеданных месторождений в пределах поясов контролируется центрами вулканической активности, фиксирующимися участками, прилегающими к жерлам вулканов, неравномерно распределенных в рамках тектонических трогов (рис. 273). Поля колчеданных месторождений размещаются вблизи вулканических центров, окаймленных мощными эффузивными толщами, сменяющимися к периферии преимущественно туфовыми и далее терригенными осадками.

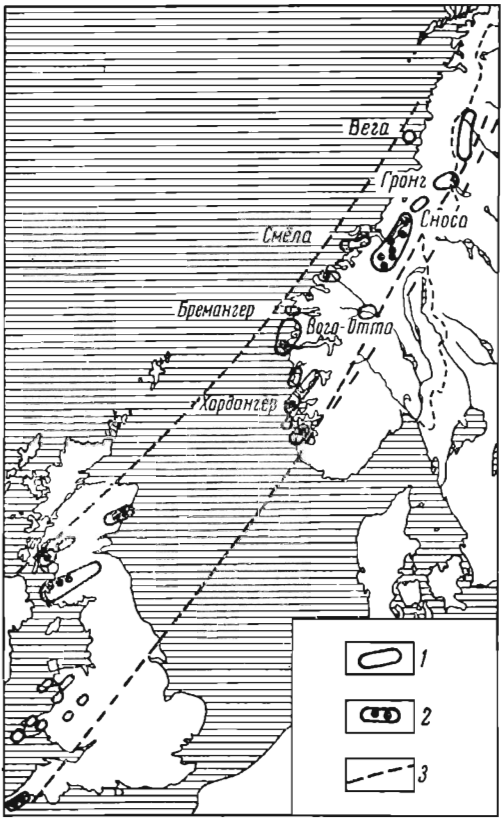


Рис. 273. Схема расположения центров вулканизма в каледонской геосинклинали Норвегии и Англии. *По Т. Фогту*

1 — районы с вулканическими породами (лавами, агломератами, туфами); *2* — подушечные лавы (подводный вулканизм); *3* — граница каледонской геосинклинали

Положение и геологическая структура отдельных месторождений внутри колчеданных полей определяются приуроченностью их к склонам положительных вулканических построек, прорезанных секущими сбросами и зонами дробления как тектонического, так и вулканического происхождения (вулканические просадки, газовые прорывы и др.). Такие структуры рассматриваются как куполовидные вулканические постройки, деформированные в той или иной степени при последующем складкообразовании с приближением их облика к брахиантиклинальному. Рудные тела в основном концентрируются в верхней части разреза вулканогенных пород, завершающих развитие полного вулканического цикла и характеризующихся развитием кислых магматических производных (рис. 274).

Структурная позиция отдельных месторождений и частных залежей зависит от их положения в ряду колчеданных месторождений, располагающихся на разном расстоянии от их первичных рудогенерирующих субвулканических очагов (см. ниже). Она наиболее характерна для основной части колчеданных залежей, возникающих из вулканических возгонов близ дна геосинклинального моря. В этих условиях иногда формируются многоэтажные месторождения. Например, на Гае (Урал) в рудовмещающей толще туфов и альбитофиров мощностью около 1000 *м* известно несколько этажей рудных залежей. На Урупском месторождении Северного Кавказа установлено четыре горизонта рудных тел, отстоящих друг от друга на 30—50 *м* в колонне вулканогенных пород мощностью 1500 *м*.

Рудные тела рассматриваемых месторождений имеют характер согласных пластообразных залежей с подходящими к ним со стороны лежачего бока минерализованными линейными разломами или более сложными по форме зонами дробления, играющими роль рудоподводящих каналов (рис. 275). Эти разломы тектонической и вулканической природы бывают продольными, поперечными и диагональными по отношению к общему плану тектонических структур. Вдоль таких разломов и трещиноватых зон местами располагаются линейные и изометричные рудные штокверки и жилы, иногда представляющие самостоятельный

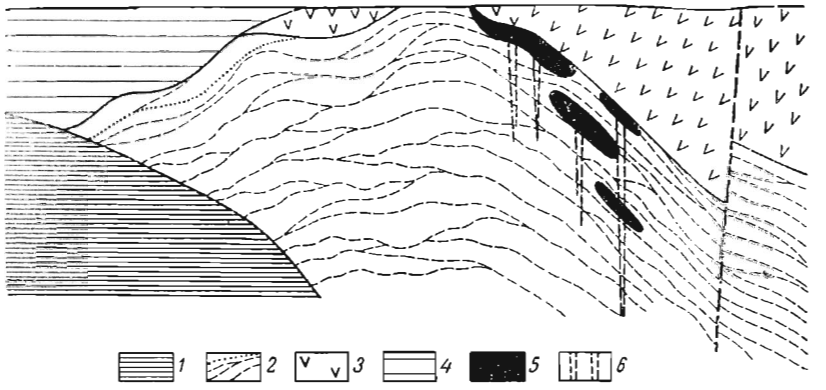


Рис. 274. Схематический геологический разрез Гайского колчеданного месторождения на Урале, иллюстрирующий приуроченность его к склону куполообразной вулканической постройки. *По В. Скриплю*

1 — туфы подрудной толщи; *2* — рудовмещающая толща диабазов, альбитофиров, фельзитов и их брекчий, агломератов и туфов; *3* — надрудная толща диабазов, спилитов, диабазовых и спилитовых порфиритов с прослоями их туфов и яшм; *4* — яшмы с линзами известняков эйфеля; *5* — массивная колчеданная руда; *6* — зоны вкрапленной руды

промышленный интерес. Количественное соотношение между согласными телами и секущими минерализованными зонами бывает различным, но обычно решающая роль в концентрации колчеданной руды принадлежит согласным элементам геологической структуры. Секущие разломы могут быть обновлены в последующие стадии рудообразования, осложняя общий облик структуры колчеданных залежей. На многих колчеданных месторождениях развиты еще более поздние послерудные сбросы, разрезающие рудные тела на блоки с различной амплитудой смещения.

Общая схема геологических условий образования

На основании имеющихся данных, кратко изложенных выше, можно представить себе следующую общую схему геологических условий их образования.

Колчеданные месторождения формируются в начальную стадию эвгеосинклинального цикла развития в связи с базальтоидным вулканизмом. Выделение рудообразующих веществ из вулканических возгонов сопутствует всей вулканической истории, но главная масса колчеданов накапливается в конце каждого вулканического цикла, в период завершения излияния наиболее кислых лав, сменяющегося длительной поствулканической газо-гидротермальной деятельностью. При возрождении вулканической активности новому вулканическому циклу будет соответствовать новая, более молодая, генерация колчеданных место-

рождений. Все колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газо-гидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков при этом могла отлагаться на путях их подъема, формируя субвулканические гидротермальные месторождения, другая часть достигала дна моря и тут же выпадала, образуя эксгаляционно-осадочные месторождения вулканогенных формаций, третья часть могла сноситься в сторону от центров вулканической активности и создавать

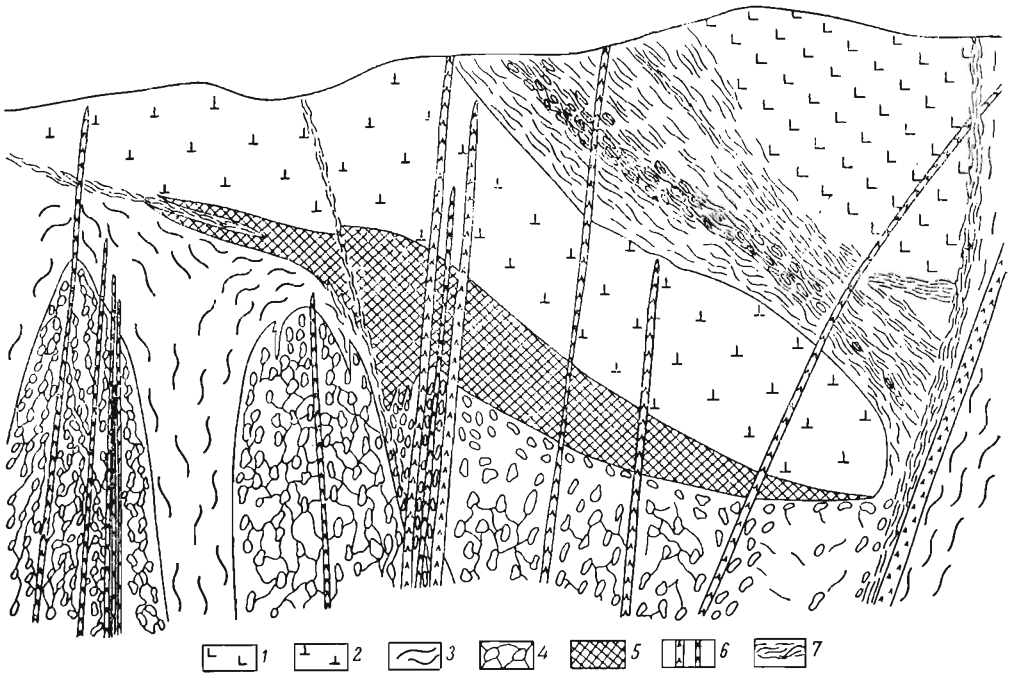


Рис. 275. Схема геологической структуры колчеданной залежи Молодежного месторождения на Урале. *По М. Бородаевской и Н. Курбанову* (с частичной интерпретацией автора)

1 — основные эффузивы; *2* — дацитовые порфириты; *3* — кварциты и кварц-серицитовые породы; *4* — кварц-хлоритовые и хлоритовые породы брекчиевой текстуры; *5* — колчеданная руда; *6* — дайки диабазов; *7* — послерудные серицитизированные зоны рассланцевания

осадочные месторождения отдаленной терригенной формации (рис. 276). Таким образом, могут быть выделены следующие классы колчеданных месторождений: 1) субвулканические гидротермальные; 2) эксгаляционно-осадочные в пирокластах; 3) осадочные среди терригенных пород.

Субвулканические гидротермальные колчеданные месторождения образуют залежи сплошных метасоматических и прожилково-вкрапленных руд в лавовых и туфовых породах спилито-кератофирового ряда на рудных полях Урала, Малого Кавказа, Тувы, Норвегии, Японии, США, Мексики и других стран.

Эксгаляционно-осадочные колчеданные месторождения встречаются исключительно в основании туфов, перекрывающих лавы на рудных полях Большого Кавказа, вероятно, части полей Урала, Испании и Португалии, Турции, Греции, Кипра, Югославии, Японии и других стран.

Осадочные колчеданные месторождения находятся среди глинистых и углеводородсодержащих черных сланцев отдаленных вулканогенных формаций в Мёггене (ФРГ), Белане (Румыния), Граматиково (Болга-

рия), Найрне (Австралия), Швеции и Норвегии; к ним, возможно, принадлежит Филизчай на Кавказе.

Следовательно, на разных уровнях колонны вулканических пород и на разном расстоянии от центра вулканической активности одновременно или близкоодновременно могли формироваться различные классы колчеданных месторождений. Все они, особенно месторождения первых двух классов, после их возникновения погружались под очередную порцию лав и туфов, испытывая воздействие постумных вулканических явлений. При последующих вулканических эксплозиях они могли быть

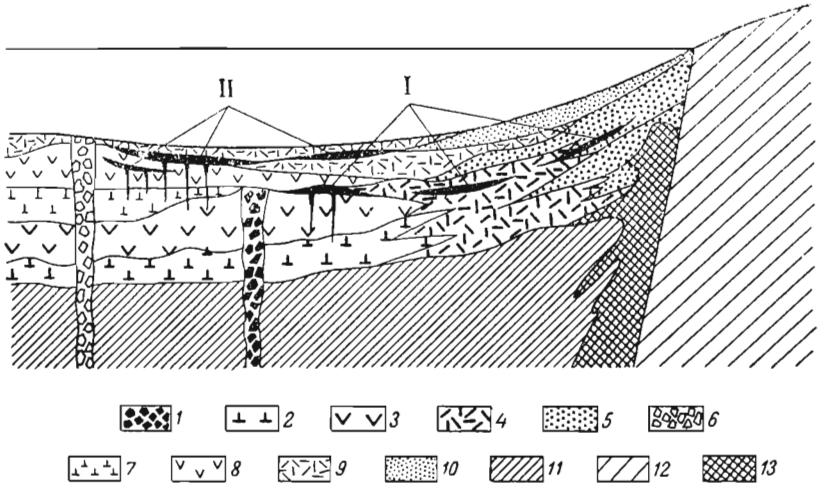


Рис. 276. Общая схема геологических условий формирования колчеданных месторождений в связи с геосинклинальным вулканизмом

1 — жерло вулкана первого цикла; *2* — преимущественно основные лавы первого цикла; *3* — преимущественно кислые лавы первого цикла; *4* — преимущественно пирокласты первого цикла; *5* — преимущественно терригенные осадки первого цикла; *6* — жерло вулкана второго цикла; *7* — преимущественно основные лавы второго цикла; *8* — преимущественно кислые лавы второго цикла; *9* — преимущественно пирокласты второго цикла; *10* — преимущественно терригенные осадки второго цикла; *11* — породы субстрата; *12* — породы континента; *13* — интрузии перидотитов и габбро. I — колчеданные залежи первого цикла; II — колчеданные залежи второго цикла

частично разрушены с выносом части руды в виде обломков в пирокластические породы кровли. Они прорывались дайками изверженных пород, сквозь них фильтровались пострудные порции минерализованных газо-гидротермальных растворов. При прохождении растворов, обогащенных цветными металлами, в них возникали наложенные зоны руд молодой стадии метасоматического рудообразования. Наконец, все колчеданные месторождения, быть может за исключением юнокайнозойских, совместно с вмещающими их породами подвергались складчатости и региональному метаморфизму. Все это способствовало выравниванию конечного геологического облика колчеданных месторождений, препятствующего бесспорному определению первичных условий их возникновения.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе будут рассмотрены условия глубины и давления колчеданного рудообразования, температурный режим, физическое состояние и химическая характеристика рудообразующих растворов, источники вещества и этапы формирования колчеданных месторождений.

Глубина и давление

Эксгаляционно-осадочные и осадочные колчеданные руды накапливались на дне моря. Субвулканические гидротермальные месторождения формировались ниже поверхности морского дна, очевидно на небольшой глубине, обычно не превышающей первые сотни метров, о чем свидетельствуют следующие факты:

1) колчеданные месторождения тяготеют к верхним частям разреза пород вулканического цикла и не распространяются в перекрывающие породы следующего цикла; это обстоятельство позволило В. Логинову (1960) установить, например, что на Кабанских месторождениях Урала глубина рудообразования не превышала 500—700 *м*;

2) обломки колчеданной руды, представляющие собой рудокласты вулканогенно-обломочных пород кровли, находятся на расстоянии от нескольких метров до первых сот метров, свидетельствуя о рудообразовании на таких же глубинах;

3) мелкие фации изменения боковых пород, такие, как пропилитизация, каолинизация, монтмориллонитизация, осернение, сопровождающие молодые и неподвергшиеся существенному метаморфизму колчеданные месторождения Японии и Мексики.

Точку зрения Д. Коржинского (1963) о значительной глубине формирования колчеданных руд Урала, основанную на развитии относительно глубинных фаций метаморфизма, сопровождающих колчеданные месторождения этой провинции (среднетемпературная пропилитизация, альбитизация, эпидотизация), трудно признать справедливой. Во-первых, Д. Коржинский не отличает гидротермальное изменение боковых пород, сопровождающее рудообразование, от общего метаморфизма рудовмещающих вулканогенных пород, которое действительно могло происходить (после погружения рудовмещающего комплекса пород) на существенной глубине. Во-вторых, он упускает из виду, что рудообразование происходило в субмаринных условиях и испытывало давление столба воды, высота которого могла быть значительной, судя по вулканизму, зафиксированному на дне современных океанов на глубине до 11 *км*. Если принять во внимание, что литостатическое давление, развиваемое на глубине 1 *км*, равноценно гидростатическому давлению на дне моря глубиной 2,5 *км*, то все выводы Д. Коржинского об образовании колчеданных месторождений Урала в обстановке повышенного давления окажутся справедливыми, но они будут относиться к глубине образования не от поверхности земли, а от поверхности геосинклинального моря. Вот почему его заключение об образовании колчеданных месторождений Урала на глубине «не менее 1 *км*» требует коррективов.

Малая глубина формирования колчеданных месторождений не исключает разнообразного, в том числе и значительного давления при рудообразовании. Наименьшее давление было в мелководных осадочных месторождениях. Более высокое могло быть в глубоководных субмаринных эксгаляционно-осадочных и субвулканических гидротермальных образованиях. В последнем случае оно могло резко возрастать в связи с давлением, развиваемым парами и газами, достигавшим коллосального значения в моменты вулканических эксплозий.

Температурный режим

Помимо общих затруднений, испытываемых каждый раз при определении температурных рамок эндогенного рудообразования, выяснение температурного режима колчеданного рудообразования имеет свои дополнительные трудности, вызванные рядом причин: 1) они обусловлены значительным перепадом температур на пути движения рудооб-

разующих растворов от мест воздействия раскаленных вулканических газов до более холодных мест массового рудонакопления; 2) они связаны с воздействием вулканических и поствулканических явлений на отложенные руды в процессе завершающейся после рудообразования вулканической активности; 3) они возникают в связи с наложением на ранние порции сульфидного материала более поздних гидротермальных рудных генераций; 4) они появляются в связи с последующим воздействием регионального метаморфизма.

В ряде случаев постумные процессы протекали при температурах выше температуры первичного рудообразования, поэтому под их воздействием колчеданные месторождения могли приобрести черты, обусловленные температурным режимом, не свойственным начальному рудонакоплению. В связи с этим задача исследователя сводится, с одной стороны, к тому, чтобы попытаться определить температуру рудообразования в разных зонах месторождения на различных стадиях его, а с другой — разделить признаки, характеризующие температуру первичного рудообразования, от признаков, обусловленных последующими преобразованиями.

Формирование осадочных и эксгаляционно-осадочных колчеданных месторождений протекало при низкой температуре. Вероятно она соответствовала температуре придонной части моря для осадочных месторождений отдаленных вулканогенных формаций и была близка к нескольким градусам. Для эксгаляционно-осадочных месторождений она была несколько выше вследствие разогрева морской воды лавами, туфами и эксгаляциями, но все же она не могла превышать температуры 100° С, при которой море должно было выкипеть.

Температура образования субвулканических гидротермальных месторождений могла быть более высокой и разнообразной, о чем могут свидетельствовать следующие данные:

1. Температура вулканогенных эксгаляций в разных пунктах «Долины десяти тысяч дымов» в Аляске колеблется от 645 до 50° С.

2. Температура декрепитации рудообразующих минералов, как известно, лежит выше температуры их первичного выделения. Например, температура декрепитации сфалерита колчеданных месторождений на 35—50% выше температуры гомогенизации газово-жидких включений этого минерала, более близкой к температурному уровню рудообразования. Тем не менее данные декрепитации сульфидов колчеданных месторождений могут быть использованы для относительной градуировки температурного режима процесса рудонакопления. В этом отношении интересны опыты по декрепитации сульфидов колчеданно-полиметаллического месторождения Восточной Тувы, проведенные Б. Берманом, В. Прохоровым и И. Хайрутдиновым, во избежание выгорания и диссоциации этих минералов, в сероводородной атмосфере. Они свидетельствуют о широких температурных границах рудообразования. При этом самая низкая температура декрепитации в 160° С обнаружена у пирита из массивной руды эксгаляционно-осадочного происхождения. Самая высокая температура, доходящая до 600° С, зафиксирована при декрепитации пирита, рассеянного в вулканогенных породах и образованного из раскаленных газовых возгонов.

При исследовании декрепитации минералов Султановского и Александровского колчеданных месторождений Урала было установлено, что сульфиды массивной руды отличаются чрезвычайно малым количеством импульсов (3—12), приходящимся на интервал температуры разогрева в 150—350°. Наоборот, крупные кристаллы пирита из прилегающей кварц-серицитовой породы показывают до 400 импульсов в пределах 400—500° (рис. 277). Возможно, в этом случае первичные, относительно низкотемпературные включения в сульфидах колчеданной руды были погашены при последующем метаморфизме, темпера-

турный уровень которого превышал температуру декрепитации массивной руды, но не доходил до температуры декрепитации рассеянного пирита вмещающих пород.

3. Определение температуры формирования колчеданных руд по содержанию железа в сфалерите в соответствии с методикой Г. Куллеруда на месторождениях Восточной Тувы, по данным Б. Бермана и других, показало, что сфалериты медно-цинковых руд формировались при температуре 410—260°, сфалериты медно-цинково-свинцовых руд были отложены при температуре 280—210°, а сфалериты наиболее поздней полиметаллической ассоциации возникли при температуре 185—100°.

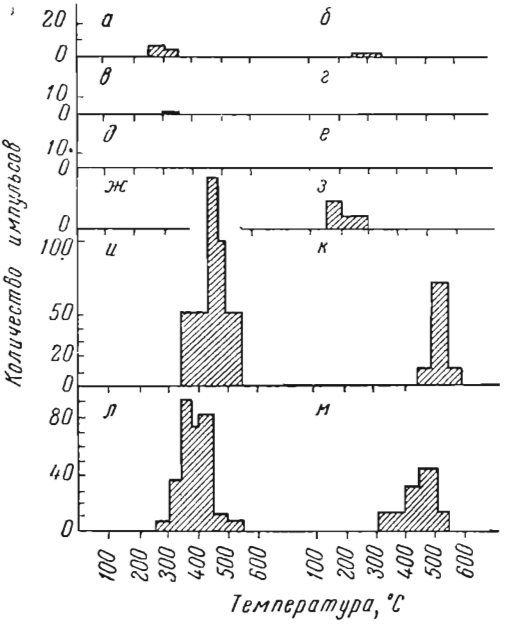


Рис. 277. Декрептограммы сульфидов некоторых месторождений Урала. *По В. Прохорову* и *И. Хайретдинову*

а — массивный медистый колчедан; *б—ж* — массивный серный колчедан; *и, к, м* — вкрапленность пирита из вмещающих пород (Султановское месторождение); *з* — марказит (Сухой Лог); *л* — вкрапленность пирита из вмещающих пород (Александринское месторождение)

Попытка определения температуры формирования колчеданных месторождений в каледонидах Норвегии по той же методике была предпринята Ф. Вокесом (1962), который наметил две группы руд: 1) с преобладанием пирита; 2) с преобладанием пирротина. В первой группе пиритных руд содержание FeS в сфалерите лежит в пределах 11, 12—12,75%, что соответствует температуре образования этого минерала (при давлении 1500—2500 *атм*) от 447 до 487° при среднем ее значении 467± ±20°. Во второй группе пирротиновых руд содержание FeS в сфалерите находится в границах 9,99—18,90%, что отвечает температуре образования этого минерала (при том же давлении) от 412 до 632° при среднем ее значении 520±110°. Ф. Вокес считает, что температура, определенная для пиритных руд, не отвечает температуре их первичного накопления, а соответствует более высокой температуре метаморфической перекристаллизации, об уровне которой можно также судить по температуре образования сфалерита пирротиновых руд, являющихся скорее всего продуктом метаморфизма, возможно, производным от пиритных руд.

4. Измерение термоэлектродвижущей силы (термо-э. д. с.) сульфидов колчеданных месторождений помогает определить относительную температуру их образования. Например, пирит, выделившийся при низкой температуре, свободный от изоморфной примеси высоковалентных элементов, характеризуется дырочной (положительной) проводимостью, а пирит, сформированный при высокой температуре, содержащий трех- и четырехвалентные примеси, замещающие железо, обладает электронной (отрицательной) проводимостью. В соответствии с этим тонкозернистый пирит массивных руд ранней генерации колчеданного месторождения Гай на Урале имеет положительный знак термо-э. д. с. и величину ее от 37 до 180, а крупнозернистый пирит более поздней пирит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации имеет отрицательный знак термо-э. д. с. при величине ее 244—264 (Е. Баташев).

5. Температура выделения типоморфных минералов гидротермально измененных пород колеблется в широких пределах в зависимости от кислотности — щелочности среды и концентрации в растворе алюминия, щелочей и щелочноземельных элементов. Экспериментальные и расчетные данные об этом приведены в работе У. Мора и Е. Ингерсона, проиллюстрированы диаграммой Б. Стрингхема и схемой Р. Фолка (рис. 278). Если учитывать достаточно широкие пределы температурных колебаний и ориентироваться на оптимальные условия, то по совокупности существующих данных можно ориентировочно определить следующие рамки температуры формирования наиболее характерных зон

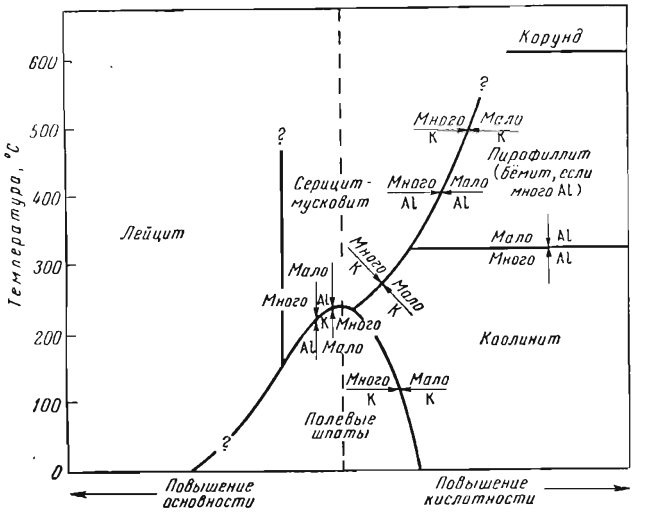


Рис. 278. Поля устойчивости полевых шпатов и продуктов их гидротермального преобразования в зависимости от температуры,. основности — кислотности, концентрации щелочей и алюминия. *По Р. Фолку*

гидротермально измененных вулканогенных пород, сопровождающих колчеданные залежи:

зона кварцитов, содержащих турмалин, корунд, андалузит, диаспор, зуниит и топаз	450—350°С
зона кварц-серицитовых пород	300—200°С
зона среднетемпературных пропилитизированных (хлоритизированных) пород	250°С
зона каолинизированных пород	200—100°С

6. Признаки, заключенные в рудообразующих минералах и свидетельствующие о температуре образования, в большинстве колчеданных месторождений уничтожены последующим, более высокотемпературным метаморфизмом. Они сохранились лишь в слабоизмененных месторождениях. Так, например, К. Киношита (1932) в месторождении Куромоно (Япония) по наличию ромбического халькозина (температура преобразования 75°), кубического аргентита (температура преобразования 179°), гипса, ангидрита и каолинита приходит к заключению об образовании колчеданной руды при температуре «ниже 100° С, вероятно, между 60 и 70° С».

Таким образом, субвулканические гидротермальные колчеданные месторождения, если принимать во внимание весь процесс их образования от переработки боковых пород до выпадения последних порций рудообразующих минералов, могли формироваться при достаточно широких значениях температуры. Скорее всего они могут различаться

в основном по начальной температуре образования, так как к концу процесса температура во всех случаях падала до сходного низкого уровня. С этой точки зрения можно различить колчеданные месторождения: 1) высокотемпературные, с начальной температурой от 450° С и выше; 2) среднетемпературные, с начальной температурой от 300° С; 3) низкотемпературные, с начальной температурой менее 200° С.

Физическое состояние рудообразующих растворов

На диаграмме состояния воды и минерализованного водного раствора, построенной в координатах давления и температуры, проведены изобары *A* и *B* (рис. 279). Изобара в 200 *атм* примерно соответствует 1 *км* литостатического и 2 *км* гидростатического давления. Как видно на рисунке, на такой глубине, начиная примерно с 400° С и ниже, рудообразующий раствор будет жидким. Изобара 50 *атм* отвечает 200 *м* литостатического и 500 *м* гидростатического давления. Из рисунка следует, что на этих глубинах, наиболее характерных для колчеданного рудообразования, от высокой температуры до 175—150° С рудообразующий раствор будет газообразным. Последнее обстоятельство соответствует природной картине выделения вулканических эксгаляций и характеру включений в рудообразующих минералах колчеданных руд, состоящих, например на Кузнечихинском месторождении Урала, при комнатной температуре на 50—75% из газовой фазы и гомогенизирующихся при нагревании в газовый раствор.

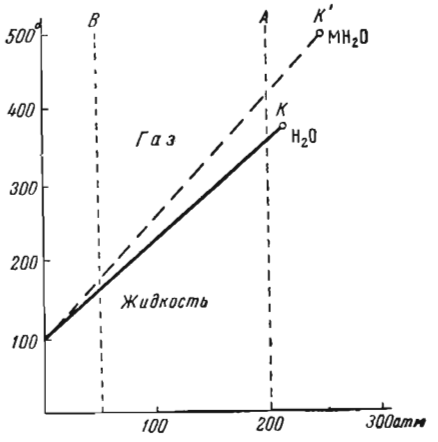


Рис. 279. Кривые состояния воды (H_2O) и минерализованного водного раствора (MH_2O)

K — точка критического состояния воды (t=374°, P=218 *атм*); *K'* — приблизительная точка критического состояния минерализованного водного раствора (t=500°, P=250 *атм*)

Химическая характеристика рудообразующих растворов

По данным С. Набоко (1963), газы современных вулканов на 98% состоят из воды, затем из углекислоты и серы, определяющейся в форме S, H_2S, SO_2, SO_3 и COS, а также хлора, фтора и водорода. В них растворены кремний, алюминий, щелочные и щелочноземельные металлы, а также металлические элементы, содержание которых низкое и не всегда достигающее кларкового. Окислительные и восстановительные способности вулканических газов определяются отношением $CO_2 : CO$ и $H_2O : H$; высокотемпературные газы из-за преобладания CO и H_2 имеют восстановительную способность, а низкотемпературные — окислительную. Состав газов эволюционирует по мере течения поствулканического процесса. Вначале преобладают высокотемпературные ультракислые существенно галоидные газы, богатые алюминием и кремнием, затем они сменяются менее высокотемпературными и менее кислыми сульфатно-хлоридными эксгаляциями и, наконец, уступают место относительно низкотемпературным слабокислым хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатным возгонам.

По аналогии с современными вулканическими эксгаляциями можно полагать, что по мере развития поствулканического гидротермального процесса происходило снижение температуры и кислотности растворов.

В этом же направлении эволюционировал химический состав гидротермальных растворов, фильтруясь из рудоподводящих каналов в боковые породы, вследствие химического взаимодействия с последними.

Источники вещества

Вода гидротермальных растворов, формирующих колчеданные месторождения на малой глубине, как считают многие исследователи, в значительной части имеет поверхностное происхождение. При глубинной циркуляции она разогревалась под воздействием вулканического тепла, растворяла эндогенные магматические газы и находящиеся в них минеральные вещества, смешивалась с ювенильной водой и приобретала свойства минерализованного гидротермального раствора. Точных данных о количественном соотношении воды экзогенного и эндогенного происхождения нет.

Железо является ключевым элементом для понимания условий образования колчеданных месторождений. По мнению Д. Коржинского (1963), «колчеданные залежи... представляют скопление компонентов, выщелоченных из исходных пород при замещении их кварц-серицитовыми». При этом железо сульфидов рассматривается как элемент, выщелоченный из окружающих пород и переотложенный в колчеданные залежи. Однако существуют данные, противоречащие этой концепции:

1) имеются колчеданные залежи, сопровождающиеся не серицитизацией, а хлоритизацией, характеризующейся не выносом, а привносом железа (Турция);

2) отсутствует соответствие между размерами колчеданных тел и зонами серицитизации, ширина которых иногда составляет всего лишь 0,2—0,4% от мощности рудных тел (Блява на Урале);

3) это не подтверждается балансом перегруппировки железа в связи с изменением боковых пород. Содержание железа по данным многочисленных анализов составляет (в %):

в порфиритах и андезитах	8,5
в альбитофирах	5,2
в кварц-серицитовых сланцах	1,8
в хлоритовых сланцах	15,7

Следовательно, при преобразовании в кварц-серицитовые сланцы из одной тонны кислых пород выносится примерно 30 *кг*, а из тонны основных пород 70 *кг* железа. Зато для возникновения хлоритовых сланцев для кислых образований необходимо около 100 *кг*, а для основных — около 70 *кг* железа на тонну исходной породы. Поэтому при примерно равной ширине полос кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев все железо, выщелачиваемое из вулканических пород в процессе их преобразования в кварц-серицитовые сланцы, будет поглощаться расположенными вслед за ними по фронту метасоматоза хлоритовыми сланцами. Таким образом, железо, выделяющееся вследствие перехода вулканических пород в кварц-серицитовые сланцы, не может рассматриваться в качестве источника для образования колчеданной руды. К этому же выводу пришли В. Прокин, В. Рудаков и Н. Солодкий (1963) для Сибаиского месторождения на Урале на основе определения объемным методом полного баланса вещества руды и измененных пород.

Это подтверждается образованием кварц-серицитовых сланцев в раннюю стадию, до начала накопления колчеданной руды, при ином физико-химическом режиме минералообразования. Таким образом, при колчеданном рудообразовании наиболее реален магматогенный источник железа.

Сера колчеданных месторождений принадлежит к типичным магматогенным элементам. Исследование изотопов серы сульфидов и

барита из колчеданных месторождений Урала и Северного Кавказа, выполненное Л. Гриненко, Н. Петровской, Н. Скрипченко и другими, показало следующее:

1) состав серы тонкозернистых сульфидов массивной руды колчеданных месторождений отклоняется по содержанию S^{34} от стандарта метеоритной серы для пирита от 0 до +0,63%, для сфалерита от —0,05 до +0,56%; некоторое обогащение сульфидов массивной руды изотопом S^{34} по сравнению со стандартом подтверждает магматический источник серы;

2) отмечается еще более высокое обогащение тяжелым изотопом S^{34} последующих более поздних генераций сульфидов и сульфатов;

3) отмечается сдвиг в сторону обогащения легким изотопом S^{32} сульфидов, выделявшихся при повышении окислительно-восстановительного потенциала.

Магматически-ювенильный источник серы в месторождениях Канады подтвержден также анализом ее изотопов, опубликованном В. Гроссом и С. Фергюсоном в 1965 г., а для сульфидов Раммельсберга Ж. Анжером и другими в 1966 г.

Цветные металлы (медь, цинк и др.), по-видимому, также являются магматогенными, так как другие источники их в вулканогенных условиях колчеданного рудообразования представить трудно.

Этапы рудообразования

В общей истории колчеданного рудообразования достаточно отчетливо намечаются три этапа.

Первый предрудный этап обусловлен высокотемпературными кислыми, по-видимому, истинными газовыми растворами, скорее всего близкими по составу и общей физико-химической характеристике к ранним минерализованным галоидным газам современных поствулканических процессов. В этот этап не происходит заметного привноса вещества, но осуществляется интенсивная перегруппировка минеральной массы вулканогенных пород, по которым протекают растворы. Вследствие различной степени подвижности породообразующих элементов и их реакционной способности в этих условиях возникает метасоматическая колонна гидротермально измененных пород. Наиболее характерна полная колонна, состоящая из четырех зон (по мере удаления от рудоподводящего канала): 1) кварцитовая, 2) кварц-серицитовая, 3) серицит-хлоритовая, 4) хлоритовая или пропилитовая (рис. 280). При переходе от первой к четвертой зоне температура процесса снижается от 400° до 200° С, а кислотность раствора от 4—5 до 6—8 pH.

Кварцитовая зона образуется под воздействием наиболее высокотемпературных и ультракислых растворов вследствие выноса из нее щелочей, щелочноземельных элементов и железа, пересыщения ее кремнеземом и глиноземом, с обособлением последнего в виде корунда, андалузита, диаспора, пирофиллита, а также выделения галогенидов в форме топаза, апатита, зуниита, флюорита.

Кварц-серицитовая зона связана с выносом тех же элементов, но накоплением калия, извлеченного из предыдущей зоны.

Серицит-хлоритовая зона возникает вследствие продолжающейся фиксации калия и отложения железа с магнием, выносимых из предыдущих зон.

Пропилитовая зона, кроме того, отличается накоплением кальция.

В этом процессе наблюдается почти полный вынос натрия, дальняя миграция кальция, менее удаленное переотложение железа и магния и ближняя перегруппировка калия. При этом электроотрицательность главных минералообразующих оснований возрастает от калия (85) к кальцию (137), т. е. при замещении менее основных минералов более

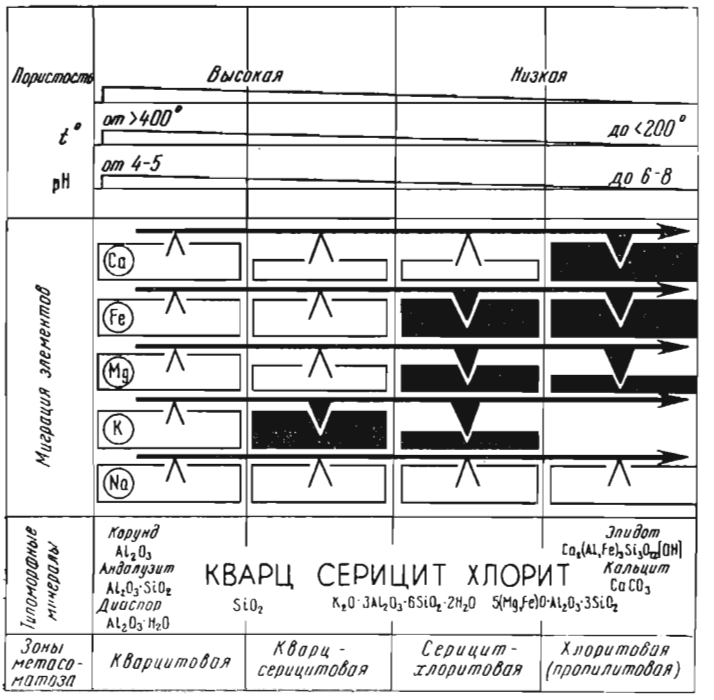


Рис. 280. Схема перегруппировки элементов в метасоматической колонне гидротермально преобразуемых вулканических пород на ранней стадии колчеданного рудообразования при снижающейся на фронте метасоматоза энергии (t°) процесса и кислотности (pH) среды; белое — вынос, черное — привнос элементов

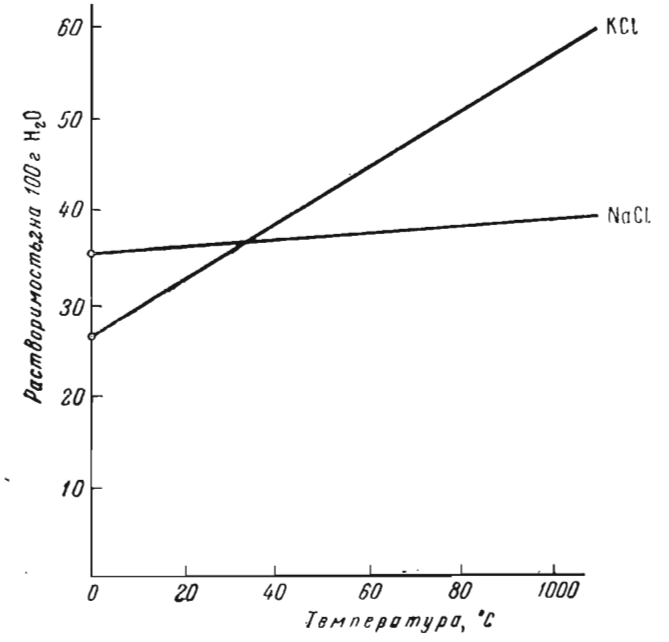


Рис. 281. Растворимость хлоридов щелочей в зависимости от температуры

основными, что характерно, по Д. Коржинскому, для условий понижающейся кислотности среды.

Разделение щелочей с фиксацией калия, одного из типичных элементов этой стадии рудоотложения, и выносом натрия обусловлено тем обстоятельством, что натровый метасоматоз в форме альбитизации возможен при высокой температуре, и только из щелочных растворов, а в кислых растворах натрий мигрирует. Кроме того, поведение натрия и калия особенно сильно различается в галоидных растворах. Как отмечает Д. Коржинский, растворимость хлорида натрия слабо изменяется при понижении температуры, а растворимость хлорида калия резко падает (рис. 281). Это приводит к повышению химической активности калия по сравнению с натрием в хлоридном растворе почти вдвое и предопределяет преимущественное отложение при метасоматозе соединений калия — наиболее активного среди них.

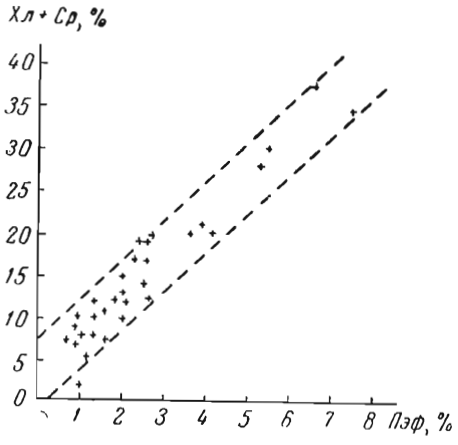


Рис. 282. График зависимости эффективной пористости в гидротермально измененных кварцевых альбитофирах Блявинского рудного поля в зависимости от количества суммы хлорита и серицита. *По В. Старостину*

Второй колчеданный этап сменяет первый, сливаясь с его концом. В этот этап происходит накопление основной массы сульфидов железа из гидротермальных растворов, продолжающих циркулировать вдоль наиболее выщелоченных кварцитов и кварц-серицитовых пород, пористость которых по сравнению с исходными породами существенно повышается. Так, по данным В. Старостина, средняя эффективная пористость неизмененных гидротермальными процессами пород Блявинского рудного поля на Урале колеблется от 1,17 (кварцевые альбитофиры) до 3,71% (диабазы и базальтовые порфириты), а средняя эффективная пористость вмещающих руду кварц-серицит-хлоритовых пород достигает 7,6 и даже 12,2%, т. е. становится в 3—5 раз выше. Увеличение пористости происходит пропорционально увеличению количества суммы хлорита и серицита в гидротермально измененной породе (рис. 282).

Пути циркуляции рудообразующих растворов могут несколько сместиться, и контуры колчеданного оруденения не всегда совпадают с очертаниями площадей пород, гидротермально измененных в предыдущую стадию.

Химизм процесса на втором этапе резко меняется. Начинают действовать растворы, пересыщенные ионами серы и железа, обусловливающие массовое коллоидное отложение дисульфидов железа в форме марказита, пирита и пирротина. Соотношения между пиритом и пирротином определяются следующими условиями. Пределы устойчивости пирита в зависимости от температуры и давления определяются кривыми $Fe_{1-x}S+FeS_2+V$ и $Fe_{1-x}+FeS_2+L$ на рис. 283. Образование пирита может происходить при давлениях и температурах, отвечающих области, расположенной левее этих экспериментально определенных кривых. Это достаточно широкая область, особенно в части значения температур. Поэтому соотношение между пиритом и пирротином в руде в большей степени зависит от соотношения железа и серы в процессе рудообразования, чем от физико-химических параметров, как это и следует из рис. 284. Из этого рисунка видно, что в широких рамках

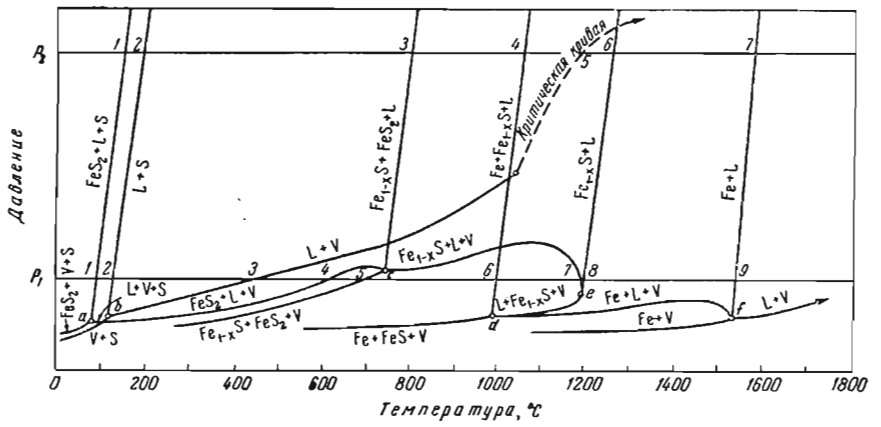


Рис. 283. Система железо — сера в координатах давление — температура. *По Г. Каллеруду и Х. Иодеру*

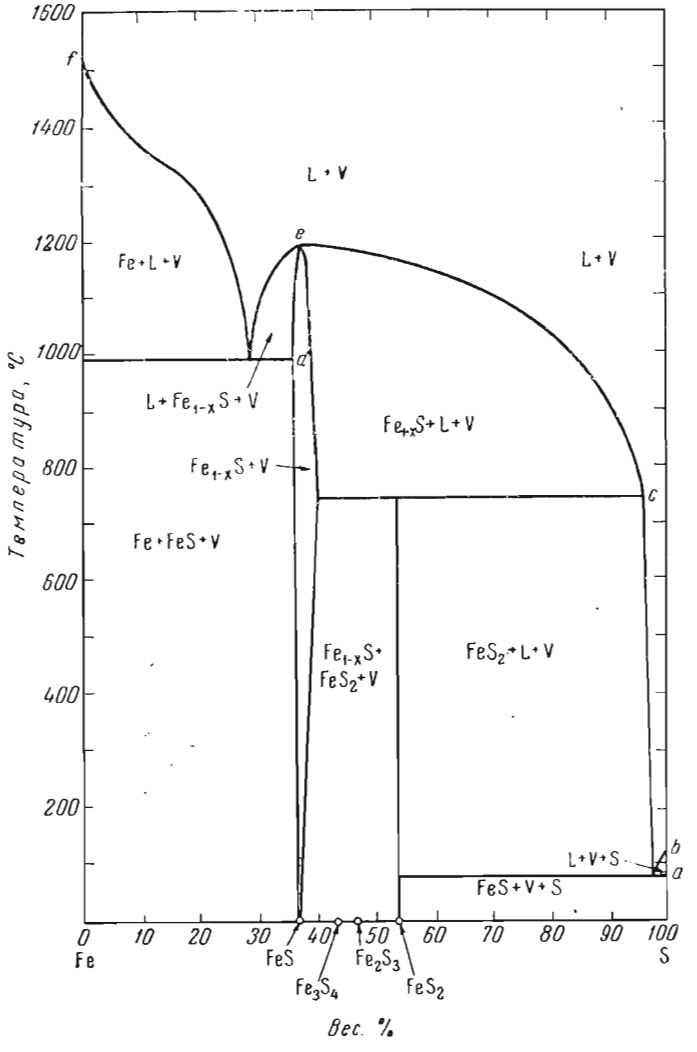


Рис. 284. Поля устойчивости пирита и пирротина в системе железо — сера при различных температурах. *По Г. Каллеруду и Х. Иодеру*

температуры, примерно от 750°, при соответствующем количестве серы формируется пирит (правая часть рисунка), при недостаче ее образуется пирит совместно с пирротином (центральная часть рисунка), а при еще большей недостаче выделяется только пирротин (левая часть рисунка).

Тем не менее при очень высокой температуре пирит преобразуется в пирротин с выделением газовой фазы серы. Начальная температура такой диссоциации пирита, по данным разных исследователей, колеблется от 352 до 680° С. Таким образом, наличие пирротина в слабо метаморфизованной руде свидетельствует о недостатке серы при рудо-

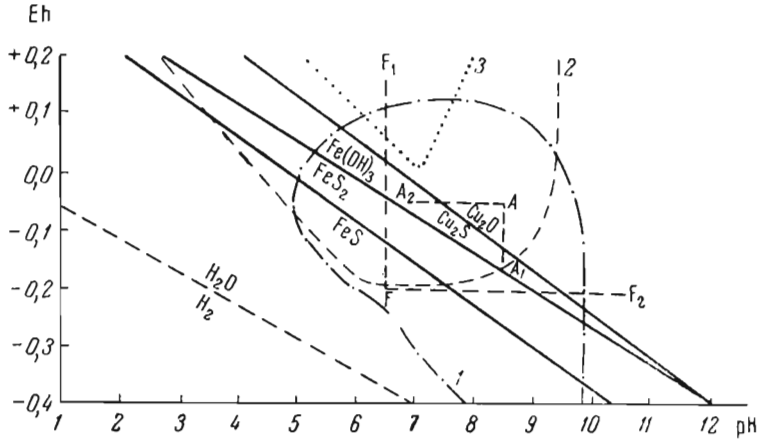


Рис. 285. Eh—pH диаграмма FeS, FeS_2—$Fe(OH)_3$ и Cu_2S—Cu_2O. Линиями оконтурены поля устойчивости, определенные Баас, Беккингом и другими для сульфидов (*1*), тиобактерий (*2*) и окислов железа (3), A, F — фигуративные точки (t=25° С, P= =1 *атм*, ΣS=0,1 *м*). *По Н. Скрипченко*

образовании или о ее малой активности при относительно высокой концентрации в растворе. Последнее может иметь место при повышенном значении окислительно-восстановительного потенциала и щелочном характере растворов, благоприятствующих переходу части Fe^{2+} в Fe^{3+}. Такой переход необходим для постройки пирротина поскольку в нем, согласно Н. Белову, часть мест Fe^{2+} пустует, и излишний заряд S^{2-} должен быть компенсирован трехвалентным железом.

Переход от сульфидных к окисным соединениям железа и меди, наблюдающийся в ряде эксгаляционно-осадочных и осадочных колчеданных месторождений как по мощности и простиранию рудных залежей, так и от одного участка к другому, еще в более существенной степени определяется изменением кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий среды рудообразования. Поля устойчивости сульфидов и окислов этих металлов показаны на диаграмме равновесия в координатах pH—Eh, построенной Н. Скрипченко на основании решения уравнений из произведений активностей реагирующих ионов пограничных соединений для условий давления в 1 *атм* при температуре 25° (рис. 285). Из диаграммы видно, что если следовать из фигуративной точки F к точке F_2, то по мере снижения кислотности среды рудообразования сульфиды железа будут вытесняться окислами железа, хотя сульфиды меди все еще будут устойчивы, что может привести к переходу от пиритно-медных к гематит-медным рудам, характерным для фланговых частей некоторых колчеданных месторождений. Та же картина будет наблюдаться при продвижении к точке F_1 в связи с понижением активности ионов S^{2-}, S_2^{2-}, Fe^{2+}.

Третий рудный этап отмечается на ряде колчеданных месторождений. От предыдущих, слитных этапов он отделяется отчетливым и иногда достаточно длительным перерывом, во время которого минеральные массы ранних этапов могут претерпеть некоторый метаморфизм, тектонические деформации и внедрение даек изверженных пород.

По представлениям Е. Лазаренко, Т. Ловеринга и других, гидротермальные растворы этого этапа были бессернистыми или недосыщеными химически активными ионами серы и содержали цветные металлы в форме хлоридов или комплексных ионов. Экспериментально доказано, что сернистое железо легко замещается сернистой медью, цинком и свинцом в подобного рода щелочных, нейтральных и кислых растворах с выносом железа, если pH его не слишком высоко (Т. Ловеринг). Эти растворы реагировали с сернистыми соединениями железа, накопившимися в течение второго этапа рудообразования, и частично замещали их, отлагаясь в виде сульфидов меди, цинка, особенно свинца и блеклых руд. Отмечено, что рудообразование третьего этапа иногда сопровождается дополнительным изменением боковых пород, которое, например, по данным Н. Еремина, на Джусинском месторождении Урала представлено кварц-серицит-карбонат-хлоритовыми образованиями.

В природе известны полные образования всех трех этапов колчеданного оруденения, а также ограниченные образования первых двух этапов и даже одного первого этапа.

Наиболее совершенные и богатые колчеданные месторождения возникают при совмещении минеральных продуктов всех трех этапов рудообразующего процесса. Вследствие первых двух этапов формируются преимущественно серноколчеданные залежи в окружении гидротермально измененных пород. При проявлении только первого этапа возникают достаточно многочисленные зоны гидротермально преобразованных пород, не сопровождающиеся колчеданными рудами.

Минералообразование в течение каждого этапа представляет собой пульсирующий процесс, в связи с чем некоторые геологи в рамках отдельных этапов намечают ряд стадий рудообразования.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Таганлинской группы. Изд. Ин-та геол. АН АзССР. Баку, 1955.

Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений Красноуральска, Калаты и Дегтярки на Среднем Урале. Тр. МГРИ, т. 4, 1937.

Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Ю. Урала. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд.)

Горох А. В. О высокоглиноземистой минерализации в боковых породах Красногвардейского колчеданного месторождения. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. Изд-во АН СССР, 1963.

Григорьев Д. П. К дискуссии о медной минерализации колчеданных месторождений. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1949, ч. 78, вып. 1.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм колчеданных месторождений. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород вмещающих колчеданное месторождение им. III Интернационала (бывшее Сан-Донато) на Среднем Урале. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Захаров Е. Е. Колчеданистые месторождения восточного склона Урала. «Минеральное сырье», № 2. Гостехиздат, 1927.

Иванов С. Н. и Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций», Изд-во «Недра», 1965.

Киношита Камеки. О генезисе месторождений Куромоно. Цветметиздат, 1932.

Керимов Г. И. и Кашкай М. А. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Таганлинской группы. Изд. Ин-та геол. АН АзССР. Баку, 1955.

Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. Тр. I Уральского петрограф. совещ., т. 2, Свердловск, 1963.

Лазаренко Е. К. О генезисе медно-цинковых месторождений Среднего Урала. «Уч. зап. Львовск. ун-та», 1953, т. 23, вып. 6.

Ленных И. В. и Лазарев П. В. Геологическая позиция и возраст колчеданных залежей Южного Урала. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геол. и полезным ископ. Южного Урала, вып. 3.)

Логинов В. П. О геологических условиях образования колчеданных месторождений на Урале и некоторых закономерностях их первичной локализации. В кн.: «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале», Уфа, 1960.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. Изд-во «Недра», 1964.

Петровская Н. В. О роли тектонических факторов в образовании полосчатых текстур колчеданных руд. «Геология рудных м-ний», 1964, № 4.

Пилава Н. О сульфидных месторождениях Центральной Швеции. «Геология рудных м-ний», 1963, № 1.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала. Свердловск, 1963. (Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. 2.)

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Ср. Урале. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале (на примере Карабашской группы м-ний). «Сов. геология», 1962, № 7.

Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. ГОНТИ, 1939.

Сергиевский В. М. Колчеданные месторождения Урала. Госгеолтехиздат, 1953. Тр. ВСЕГЕИ. Мат-лы по геологии м-ний полезных ископаемых Советского Союза.

Скрипль В. И., Недожогин М. С., Сибирская Н. А. Гайский рудный район. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геол. и полезным ископ. Южного Урала, вып. 3.)

Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Проблемы генезиса руд».)

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестн. МГУ, серия 4. «Геология», № 2, 1960.

Смирнов В. И. и Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Сев. Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, т. 2, № 2.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Изд-во «Недра», 1964. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Проблемы генезиса руд».)

Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд-во АН АрмССР. Ереван, 1961.

Червяковский Г. Ф. К вопросу о классификации колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43. Свердловск, 1960.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала», Изд-во АН СССР, 1950.

Шмидт А. И. Возрастные соотношения серноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения в Куросанском рудном поле (Юж. Урал). «Геология рудных м-ний», 1961, № 6.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменных пород Кировоградского района Свердловской обл. и особенности размещения в них залежей колчеданов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1943, № 1.

Эльснер О. Замечания о значении процессов ассимиляции при внедрении первичных магм для генезиса окисленных месторождений геосинклиналей. Изд-во «Мир», 1964. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия, вып. 3.)

Яковлев Л. И. Гидротермально-метасоматические породы колчеданных рудных полей северо-востока Центрального Казахстана. Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.

Ярош П. Я. О метасоматозе и метаморфизме колчеданных руд Зюзельского месторождения. «Геология рудных м-ний», 1964, № 4.

Bateman A. Ore deposits of Rio Tinto district Spain. Econ. Geol., No. 6, 1927.

Borchert H. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freiberger Torschungsh, vol. 79, 1960.

Cissarz A. Das Ervorkommen von Borovica in Bosnien ein triassi von Typus Rammelsberg. Z. Erzbergban und Metallhuttenwessen, 9, 1956.

Edge B. Observation on the pyritic ore bodies of Southern Spain and Portugal. Congr. Geol. Intern., XXI, Madrid, 1926.

Friedman G. M. The Samreid Lake Sulfide Deposit, Ontario, An Example of a Pyrrhotite—Pyrite Iron Formation. Econ. Geol., No. 2, 1959.

Geis H. P. Die Genese der norvegischen Kieslagerstätten Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, Nr. II, 1958.

Kalliokoski J. Metamorphic Features in North American Massive Sulfide Deposits. Econ. Geol., vol. 60, No. 3, 1965.

Kato Takeo. The problem of the cupriferos pyritic deposits. Econ. Geol., No. 1, 1925.

Kinkel A. R., Hall W. E., Albers J. P. Geology and base—metal deposit of West Shasta coper—zinc district Shasta Country, California. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 285, 1956.

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to vulcanism. Econ. Geology, No. 7, 1962.

Marmo V. On the Theory of Exhalative—Sedimentary Ores. Geologiska Forenin-gens i Stockholm Förhandlingar. B. 80, Hf. 3, 1958.

Miller L. J. Massive sulfide deposits in eugeosynclinal belts. Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, No. 12, pt. 2.

Oftedahl Ch. Om dannelse av de norske Kisforekomster. Tekn. ukebl., 1961, vol. 108, No. 19.

Ramdor P. Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg—Lager-stätte. Geol. Jb., 67, 1953.

Skinner B. J. The geology and metamorfism of the Nairne Piritic Formation, a sedimentary sulfide deposit in South Australia. Econ. Geol., No. 5, 1958.

Tomson J. E. Massive sulphide occurences in Ontario. Trans. Canad. Inst. Mining and Metall., vol. 63, 1960.

Vokes F. M. Mineral parageneses of the massive sulfide ore bodies of the caledonides of Norway. Econ. Geol., No. 6, 1962.

Watanabe Takeo. Progress in Economic Geology. Tokyo, 1965.

Глава одиннадцатая

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения наиболее широко распространены на кристаллических щитах и древних платформах, реже они встречаются в послепротерозойских складчатых сооружениях.

Щиты и древние платформы занимают более половины суши Земного шара, распространены во всех частях света и являются носителями крупнейших, мирового значения, месторождений железа, марганца, хромитов, меди, золота, платины, урана, кобальта, никеля и многих других металлов, а также графита, апатита, кианита, асбеста и слюды. В них заключено, согласно данным Н. Быховера, около 70% запасов железных руд, 63% марганцевых руд, 94% хромитов, 60% меди, 72% никеля, 93% кобальта, 66% урана, почти все запасы мусковита, флогопита и большая часть запасов золота и платины.

Удельный вес докембрийских месторождений в мировой добыче составляет: железных руд 53%, марганцевых руд 74%, хромитов 49%, меди 47%, никеля 78%, кобальта 94% и урана 53%. Месторождения докембрийского возраста размещены в различных щитах и континентах неравномерно. Наибольшее количество месторождений сосредоточено в южной части Африканского щита и в Канадском щите, где известны наиболее значительные в мире месторождения различных металлов.

К метаморфогенным месторождениям относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами руд на Канадском (Верхнее озеро), Бразильском (Минас-Жираес), Индийском (Сингбумские), Южно-Африканском, Балтийском (Северная Швеция, Заимандровские) и Украинском (Кривой Рог) щитах, а также на Китайской платформе (Аньшанское), Курско-Воронежском (КМА) массиве и в других докембрийских складчатых сооружениях. Все эти месторождения приурочены к железорудным или джеспилитовым формациям, распространенным главным образом в нижнем протерозое и в меньшей степени в верхнем архее. Очень крупные месторождения медных и медно-никелевых руд различного происхождения также довольно широко распространены на щитах. К числу таких месторождений относятся: месторождения медного пояса Замбии в Южной Африке, Сингбумского рудного района в Индии, Седбери в Канаде, Печенги на Кольском полуострове в Балтийском щите и др.

Марганцевые месторождения известны в Бразилии, Индии, Западной и Южной Африке, в Центральном Казахстане и Западной Сибири в Советском Союзе, а также в других районах. Среди метаморфогенных месторождений марганцевых руд выделяются несколько разновидностей. К одной из них относятся месторождения, сложенные браунитом и псиломеланом, сформированные при метаморфизме окисных руд (месторождения Центрального Казахстана Советского Союза, Индии и Бразилии); к другой — месторождения силикатно-карбонатного состава, которые образуются при метаморфизме опало-карбонатных руд; к третьей — высокометаморфизованные месторождения, представленные биксонитом, вреденбургитом с гранатом и ставролитом, образовав-

шиеся при метаморфизме марганецсодержащих осадочно-эффузивных толщ.

В докембрийских щитах известны крупнейшие метаморфогенные месторождения урана в Канаде, Бразилии, Южной Африке и Австралии, приуроченные в основном к золотоносным или меденосным метаконгломератам нижнего протерозоя или верхнего архея. Представителем метаморфогенных месторождений свинца и цинка является месторождение Брокен-Хилл в Австралии.

К числу метаморфогенных месторождений относятся также некоторые медные, марганцевые и железорудные месторождения, расположенные в подвижных зонах постпротерозойского возраста.

Еще в прошлом столетии было обращено внимание на метаморфизм рудных месторождений и размещение некоторых из них среди метаморфических пород. В связи с этим в обобщающих работах по рудным месторождениям еще с середины прошлого столетия выделялась группа метаморфических месторождений; однако в понимание термина «метаморфические месторождения» вкладывалось самое различное содержание.

В этом можно убедиться, если просмотреть классические руководства по рудным месторождениям К. Богдановича, В. Обручева, Н. Свитальского, М. Усова, В. Смирнова, П. Татаринова, А. Бетехтина, а также В. Линдгрена, П. Ниггли, Г. Шнейдерхёна и др.

П. Каниболоцкий (1941) впервые высказал предположение о возможности образования богатых руд Саксаганского района Кривого Рога при циркуляции метаморфических вод.

А. Заварицкий (1950) в своих работах о колчеданных рудах Урала подчеркнул значение изучения метаморфизма для понимания их генезиса.

В. Домарев (1954, 1956) обстоятельно изучил особенности месторождений метаморфического генезиса на примере железорудных месторождений Северного района Кривого Рога, медистых песчаников Мангышлака и колчеданных месторождений Урала, что позволило ему выделить три основные группы метаморфогенных месторождений:

1) месторождения, возникшие или преобразованные под непосредственным влиянием магматической интрузии в контактовом ореоле последней;

2) месторождения, возникшие или преобразованные при процессах регионального метаморфизма;

3) месторождения, возникшие или преобразованные при процессах ультраметаморфизма.

Я. Белевцев (1955, 1960, 1964), Ю. Мельник, А. Стрыгин и др. (Белевцев и др., 1959) рассмотрели метаморфогенное рудообразование на примере детального изучения железорудных месторождений Кривого Рога, КМА, КНР и Индии. Это позволило авторам выделить три генетических группы метаморфогенных месторождений: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические.

Н. Судовиков (1964, 1965) в своих работах обосновал главнейшие вопросы метаморфогенного рудообразования: мобилизацию рудных элементов, миграцию, перенос и отложение рудного вещества. Им также рассмотрены роль интрузий при метаморфогенном рудообразовании и масштабы регионального метаморфизма в сравнении с контактовым.

Гвимараэс (1948 г.) и Сулливан (1957) считали, что источником металлов эндогенных месторождений были ассимиляционные процессы при метаморфизме, вследствие которых возникало перераспределение и концентрация металлов, рассеянных в осадочных породах. В представлении этих авторов «рудные месторождения образуются в течение цикла гранитизации и они существенно отличаются от месторождений вулканического происхождения или абиссального».

П. Рамдор (1953) на примере месторождений Раммельсберг, Витватерсранд и Брокен-Хилл показал, что «метаморфизм при температуре 200—400° С создает такие условия, которые имитируют нормальный гидротермальный процесс».

К. Андреатта (Andreatta, 1954), основываясь на экспериментальных данных и многочисленных наблюдениях, делает вывод о том, что «во время тектонического метаморфизма наблюдается активизация вещества в форме водных растворов, ионов или ионных групп, которые в соответствии с местными условиями, господствовавшими в отдельных зонах метаморфизма, были удалены из кристаллической решетки существовавших до этого минералов. В результате активизации ионы и ионные группы начинают перемещаться; пути их перемещения следуют направлению тектонического течения. При возникновении благоприятных местных условий ионы и ионные группы объединяются в кристаллические решетки минералов, стабильных в различных глубинных зонах».

В последние годы очень многие геологи на основании изучения различных месторождений приходят к выводу об их метаморфогенном образовании, либо о существенном изменении месторождений вследствие регионального метаморфизма. К числу их можно отнести А. Банерджи, обосновавшего метаморфическое образование медных месторождений Мосабани в Сингбумском рудном районе Индии; Г. Вертушкова (1960), указавшего на вынос железа из зоны гранитизации железистых пород и концентрацию его в благоприятных зонах; В. Буряка (1964), показавшего влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золоторудного района.

Обоснование выделения и границы метаморфогенной группы рудных месторождений

Под метаморфогенными месторождениями мы понимаем такие рудные скопления, которые интенсивно изменены или вновь возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма, вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизуемых пород в процессе их перекристаллизации или селективного выплавления.

Метаморфогенные месторождения отличаются от магматогенных и экзогенных по следующим важнейшим признакам:

1) распространение месторождений в районах развития одинаковых или близких метаморфических фаций на больших пространствах (в Северной Родезии на протяжении 500 *км*; на Мангышлаке — 300 *км*; в Кривом Роге 100 *км* и др.). Наличие интрузий в этих районах не повысило общего уровня метаморфизма, и внедрение их не отразилось на размещении месторождений;

2) в подавляющем большинстве случаев минеральный состав рудных залежей в качественном отношении аналогичен составу вмещающих пород, а околорудные изменения отсутствуют. Так, среди магнетит-кварцевых роговиков или джеспилитов залегают рудные залежи магнетитового состава, а среди амфибол-магнетитовых или пироксен-магнетитовых пород встречаются руды амфибол-магнетитового или пироксен-магнетитового составов. Такие руды отличаются от вмещающих пород только повышенной концентрацией рудных минералов. В этих случаях главные минеральные ассоциации в породах и рудах одновозрастны и принадлежат к одним и тем же минеральным фациям;

3) руды содержат тот же набор химических элементов, что и по-

роды. При образовании метаморфизованных и метаморфических месторождений новых элементов в руды, по сравнению с окружающими породами, не привносилось, а происходило лишь их перераспределение;

4) при формировании руд преобладали метасоматические процессы; образование секущих жил не характерно. Рудные залежи не выходят за пределы горизонтов вмещающих пород, качественно аналогичных по составу рудной залежи. Преобладают пластовые рудные залежи;

5) размещение рудных залежей и месторождений обусловлено складчато-трещинными структурами. Крупные разрывные нарушения и даже трещины отдельностей обычно являются пострудными. Наблюдается строгое соответствие в пространстве и во времени рудообразующего процесса складкообразованию.

Однако существуют месторождения, которые генетически связаны с ультраметаморфизмом и обладают признаками как метаморфизованных и метаморфических, так и гидротермальных — постмагматических месторождений.

Эти ультраметаморфические месторождения отличаются от постмагматических — гидротермальных — следующими особенностями:

1) размещение залежей обычно контролируется складчато-трещинными структурами, хотя нередко они развиваются и по зонам смятия, отражающим перемещения различного возраста;

2) фронт ультраметаморфических метасоматитов обычно достаточно широк и приводит к коренному изменению вмещающих пород, в то время как рудные образования занимают в нем относительно небольшое место. Так, очень характерны зоны щелочного метасоматоза с образованием микроклинитов, альбититов, эгиринитов и в различной степени ощелоченных пород; зоны кальциево-углекислого метасоматоза с образованием зон доломитизированных, сидеритизированных, анкеритизированных пород; зоны силицификации с образованием полей окварцевания и даже вторичных кварцитов. Среди этих измененных пород обычно в наложенных смятых зонах располагаются рудные тела, которые по их размерам составляют, вероятно, лишь несколько процентов от объема метасоматитов;

3) размещение месторождений среди метаморфических пород в области контакта полей гранитизации. При этом инъекционные интрузии, встречаемые в районе, обычно имеют более молодой возраст, чем метаморфизм и рудообразование.

В то же время рудные залежи, связанные образованием с ультраметаморфическими процессами, напоминают гидротермальные — постмагматические образования — по морфологии рудных тел, приуроченности их к разрывным структурам, а также по парагенезису минералов, отличающемуся от парагенезисов минералов вмещающих пород.

Для понимания условий метаморфогенного рудообразования целесообразно иметь в виду следующие направления рудного процесса:

1) перекристаллизация составных частей породы, богатых рудными компонентами, без сколько-нибудь значительного перемещения их и образование *метаморфизованных месторождений* (осадочно-метаморфических и вулканогенно-метаморфических);

2) перекристаллизация со значительным перераспределением — метаморфической дифференциацией первичного материала внутри метаморфизуемой толщи (свиты, серии) и образование *метаморфических месторождений*;

3) перекристаллизация с частичным или полным переплавлением метаморфизуемой породы в зонах ультраметаморфизма и подъем метаморфических рудных растворов в породы более низких ступеней метаморфизма, где образуются постгранитизационные или *ультраметаморфические месторождения*.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе будут кратко охарактеризованы главнейшие металлогенические провинции и наиболее важные эпохи метаморфогенного рудообразования.

Главнейшие металлогенические провинции метаморфогенных месторождений

Метаморфогенные месторождения распространены не только в докембрийских щитах, но встречаются и среди палеозойских и даже мезозойских метаморфических образований, как, например, Бакальское месторождение железа на Урале, железные руды Горной Шории, Усинское месторождение карбонатного марганца, приуроченные к кембрийским кристаллическим породам, Балягинское железорудное месторождение в Забайкалье, залегающее среди среднепалеозойских метаморфических пород, и некоторые другие.

Выделяются следующие главнейшие металлогенические провинции метаморфогенных месторождений в пределах древних щитов и платформ: Канадская, Бразильская, Южно-Африканская, Балтийская, Южно-Русская, Сибирская, Индийская, Китайско-Корейская и Западно-Австралийская (рис. 286).

Канадская металлогеническая провинция располагается в центральной и восточной частях Канадского щита. По данным канадских геологов, в составе щита хорошо выделяются две толщи метаморфических пород: архейского и протерозойского возраста.

Архей представлен вулканогенными образованиями с подчиненным количеством интенсивно метаморфизованных осадочных пород. Породы смяты и прорваны основными и кислыми интрузиями. Протерозойские породы (Гурон и Кивино) несогласно налегают на архейский комплекс и представлены в большей своей части менее метаморфизованными, преимущественно осадочными породами (кварциты, сланцы, доломиты, граувакки, аркозы) с подчиненным количеством вулканогенных образований основного состава.

В последние годы на основании данных абсолютного возраста в докембрии Канадского щита выделяют породы трех мегациклов: докембрий II, возраст 2500—2165 млн. лет, докембрий III, возраст 2090—1700 млн. лет и докембрий IV, возраст 1030, 950—640 млн. лет.

Металлогения канадской провинции определяется метаморфогенными месторождениями бедных и богатых железных руд в районе Верхнего Озера (в США и Канаде), относящихся к джеспилитовой формации среднего и верхнего Гурона. Известные всему миру метаморфогенные месторождения золотоносных и урановосных конгломератов Блайнд-Ривер по запасам урана занимают одно из первых мест среди месторождений урана капиталистических стран. Колчеданные месторождения, залегающие среди метаморфизованных эффузивов Гурона, и полиметаллическое месторождение Сулливан, обладающее крупными запасами свинца, цинка, меди и золота, с достаточным основанием относятся многими исследователями к метаморфогенным.

Бразильская металлогеническая провинция представлена многочисленными месторождениями железа, марганца и в меньшей степени золото-урановосными конгломератами. Она расположена в восточной части Южно-Американской платформы на территории Бразилии. Геологическое строение провинции характеризуется залегающими в основании архейскими орто- и парагнейсами и кристаллическими сланцами, которые перекрываются серией Итаколуми протерозойского возраста. В основании этой серии находятся кварциты, кварц-серицитовые сланцы и мусковитовые гнейсы. Выше залегают различные по составу

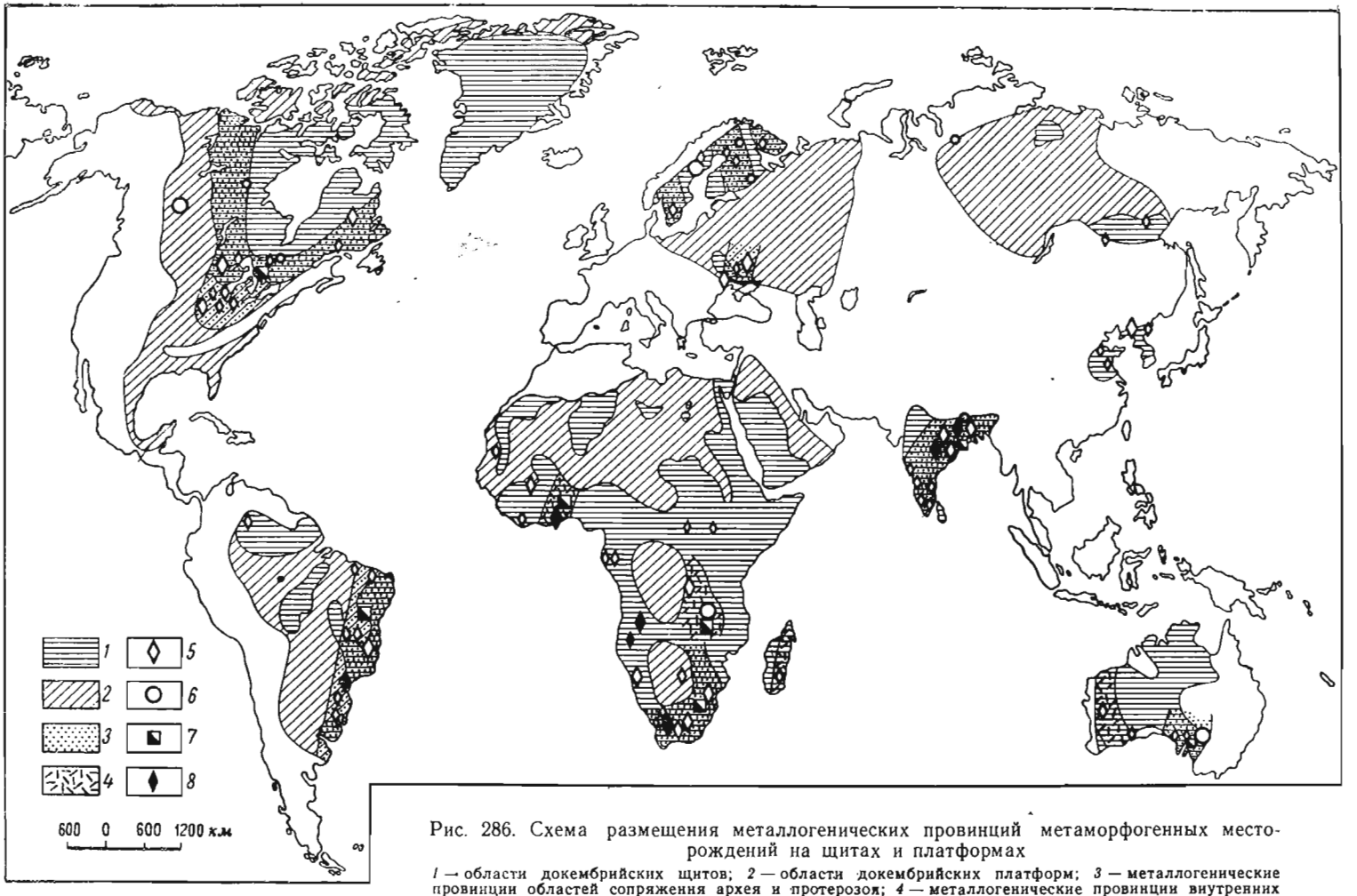


Рис. 286. Схема размещения металлогенических провинций метаморфогенных месторождений на щитах и платформах

1 — области докембрийских щитов; *2* — области докембрийских платформ; *3* — металлогенические провинции областей сопряжения архея и протерозоя; *4* — металлогенические провинции внутренних частей архейских щитов; *5—8* — месторождения (большой значок — крупные, маленький — обычные): *5* — железорудные, *6* — медные, *7* — золото-урановые, *8* — марганцевые

сланцы, которые перекрываются горизонтом итабиритов, в свою очередь перекрытых доломитами и мраморами.

Метаморфогенные месторождения железа Кэуэ-Пика, Койсенсан, Дос-Коррегос и другие в области Итабира в штате Минас-Жераис представлены итабиритами (железистые роговики — бедные руды) и богатыми рудами, образовавшимися при метаморфизме железисто-кремнистой формации протерозоя. Ярким представителем метаморфогенных месторождений марганца является Морру-да-Минас в Бразилии. Кроме того, не так давно открыто месторождение золото-урановых метаконгломератов в штате Байя, около горы Жакобина.

Южно-Африканская металлогеническая провинция расположена в восточной части Южно-Африканской платформы и отличается большой сложностью геологического строения и насыщенностью крупнейшими месторождениями меди, урана, железа и марганца. Геологическое строение определяется развитием в пределах провинции докембрия I, возраст до 3000 млн. лет; докембрия II, 2400—2700 млн. лет (родезийская эпоха); докембрия III, 1800—2000 млн. лет и докембрия IV, 600—750 млн. лет (катангская эпоха).

Метаморфогенные медные, медно-кобальтовые, медно-урановые месторождения образуют протяженный рудный пояс Катанги—Замбии, длиной более 600 *км* при ширине до 50—60 *км*. В нем сосредоточены многочисленные месторождения: Шинколобве — Казоло, Луневиши, Луишия и другие, размещающиеся в песчаниках, сланцах, доломитах и аркозах серии Роан. Месторождения железистых кварцитов и связанных с ними богатых руд Табазимби, Претория и другие расположены в Трансваале; Постмасбург и Зишен находятся в Капской провинции, Кве-Ква в Южной Родезии и др. Кроме того, метаморфогенные железные руды добываются в Сьерра-Леоне и широко распространены в Либерии, Гвинее, Габоне, Мавритании и других странах Африканского континента. К месторождениям метаморфогенных руд марганца относятся: Постмасбург, Иоганнесбург в Трансваале, Бечуаналенда и Огисонду в Юго-Западной Африке и некоторые другие. Широко известны месторождения золото-ураноносных конгломератов Витватерсранда с колоссальными запасами и добычей золота при попутном извлечении урана.

Балтийская металлогеническая провинция расположена в северо-восточной части Балтийского щита и представлена месторождениями руд железа, меди и никеля.

По последним данным советских и зарубежных геологов, территория провинции сложена породами: докембрия II, возраст 1800—2000 млн. лет (беломорская формация) и докембрия III, возраст 1400—1600 млн. лет (ладожская формация).

Железорудные месторождения образуют группу Заимандровских месторождений (Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское и др.) на Кольском полуострове, где они представлены железистыми кварцитами, залегающими среди сланцев и гнейсов.

В Норвегии месторождения железистых кварцитов сосредоточены в районе Зиндварангер, где они расположены среди сланцев карельской формации. Аналогичные метаморфические месторождения известны в Северных районах Финляндии и Швеции (Стрипа, Стриберг, Страсса и Хакеберг).

Некоторые геологи считают медно-никелевое месторождение Печенга и даже Мончегорское метаморфогенного, точнее вулканогенно-метаморфического генезиса.

На территории Балтийского щита, кроме того, известны метаморфогенные месторождения колчеданов и дистеновых сланцев.

Южно-Русская металлогеническая провинция расположена в пределах Украинского щита и Курско-Воронежского кристаллического массива.

Украинский кристаллический щит представляет собой многоэтажное складчато-блоковое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинальной области. Анализ формаций пород по данным абсолютного возраста позволил выделить четыре цикла геологического развития Украинского щита: докембрий I, возраст 3600—3000 млн. лет (нижний архей); докембрий II, 3000—2500 млн. лет (верхний архей); докембрий III, 2500—1800 млн. лет (нижний протерозой) и докембрий IV, 1700—1200 млн. лет (верхний протерозой).

Около 77% площади щита занимают мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические граниты; около 10% — гнейсы, сланцы и метабазиты; около 11% — интрузии платформенного типа и около 2% — интрузии основного и ультраосновного состава. Первичными эквивалентами метаморфогенных пород являются: вулканогенные образования, особенно характерные для архейских циклов, и терригенно-хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных, широко распространенных в протерозойских циклах развития.

В пределах этой провинции располагаются метаморфогенные железные руды, представленные многочисленными месторождениями Криворожского бассейна, Кременчугского района и Курской магнитной аномалии.

Железорудные месторождения в основном приурочены к нижнепротерозойским субгеосинклинальным отложениям, которые образуют ряд узких зон, несогласно налегающих на архейский фундамент.

Медные и медно-никелевые руды встречены в ряде районов Украинского щита и Воронежского массива. Расположены они в метаморфизованных, вулканогенных и осадочно-вулканогенных породах, характерных для геосинклинальных рвов архейского цикла развития геосинклинальных зон.

Рудоносные конгломераты встречены в нижней свите криворожской серии в Криворожском и Курском районах.

Сибирская металлогеническая провинция занимает огромные пространства в бассейне р. Алдан, Олекмо-Витимской горной страны, Енисейского кряжа и Анабарского массива. В этих районах широко развиты породы докембрия — гнейсы, кристаллические сланцы и различные гранитоиды.

Метаморфогенные месторождения железных руд Таежное, Сивальги, Сосновый Баец и другие представлены магнетитовыми кварцитами, залегающими среди гнейсов и кристаллических сланцев в виде согласных пластов. Встречены и богатые амфибол-магнетитовые и гематит-магнетитовые руды, находящиеся среди железистых кварцитов.

Индийская металлогеническая провинция расположена в восточной и юго-восточной частях Индийской платформы. Территория провинции сложена глубокометаморфизованными и сложно построенными тремя докембрийскими системами, которые в свою очередь подразделяются на серии и свиты. Самая древняя, Дарварская система имеет возраст 2600—2500 млн. лет и соответствует докембрию II; Восточно-Гатская система возраста 2020—2485 млн. лет близка к докембрию III; Сатпурская система имеет возраст 2000—1585 млн. лет.

В пределах Индийской провинции широко распространены метаморфогенные железные, марганцевые и медные руды. Месторождения железных руд располагаются среди метаморфических пород Дарварской и Восточно-Гатской систем, где они представлены полосчатыми гематитовыми и магнетитовыми кварцитами и связанными с ними богатыми массивными железными рудами. Наиболее распространены железные руды в штате Бихара—Ориса, районе Сингбум, штате Мадхья-

Прадеш в районе Бхилаи и в штате Мадрас в районе Салет, а также во многих других местах.

Богатые массивные руды метаморфогенного образования залегают в виде рудных столбов, пластовых залежей, штокверков и гнезд среди складчато-трещинных структур в железистых роговиках и джеспилитах.

Марганцевые метаморфогенные месторождения так же широко распространены в Индии, как и железные. Они образуют ряд рудных районов в штатах Мадрас, Мадхья-Прадеш, Орисе и другие, из которых особое значение имеет район в штате Мадхья-Прадеш, где гондитовые (гондита — смесь спессартина, родонита и кварца) месторождения марганца протягиваются в субмеридиональном направлении на 190 *км* при ширине около 80 *км*. Рудные залежи имеют пластовую, реже линзовидную форму больших размеров (до 3000 *м* по простиранию при 13—15 *м* мощности) и сложены псиломеланом и браунитом.

Медные метаморфогенные месторождения известны в Сингбумском рудном районе в штате Бхилаи—Ориса. Месторождения меди приурочены к складчато-разрывному поясу, протягивающемуся более чем на 200 *км* при ширине 15—20 *км*. Месторождения медных руд (Мосабани, Ракха Роом и др.) располагаются среди рассланцованных и измененных основных эффузивов и кварц-хлоритовых или биотитовых сланцев, иногда вблизи останцов нерассланцованных и слабоизмененных основных эффузивов или натриевых гранитов.

Урановое месторождение Джадугуда и другие располагаются в пределах той же смятой зоны Сингбумского разлома. Урановые минералы приурочены главным образом к пластам дробленых метаконгломератов и хлоритовых сланцев.

Китайско-Корейская металлогеническая провинция расположена в Северо-Восточном Китае и Корее. Она представлена месторождениями железных руд джеспилитовой формации на Ляодунском полуострове (Аньшаньский рудный район), на Шаньдунском полуострове и месторождением Мусан в Корее. В этих районах развиты преимущественно железистые кварциты и в меньшей степени богатые железные руды, представленные гематитовыми и магнетитовыми разностями. В наиболее изученном Аньшаньском районе, в разрезе аньшаньской серии, на руднике Гунчанлин имеется пять железистых горизонтов, представляющих собой осадочно-метаморфические бедные руды с содержанием железа 33—38%. Среди железистых кварцитов размещаются скопления богатых железных руд в виде пластовых залежей или рудных столбов, сложенных амфибол-магнетитовыми рудами с содержанием железа от 50 до 60%.

Кроме железорудных, в докембрийских формациях Китая встречены осадочно-метаморфические месторождения меди, приуроченные к кварцевым песчаникам, сланцевым и карбонатным горизонтам.

Западно-Австралийская металлогеническая провинция занимает западную и центральную части Австралии. Сложена породами архея, представленными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, на которых залегают конгломераты, филлиты, сланцы и эффузивы протерозойского возраста.

Железорудные месторождения, связанные с железистыми кварцитами, известны в округе Мурчисон (Уилги-Миа, Тэйлор и др.) и в Южной Австралии, где расположены наиболее крупные месторождения — Айрон-Монарх и Айрон-Ноб. Они представлены гематитовыми рудами с содержанием железа 57—68%. Среди полиметаллических метаморфогенных месторождений Австралии выделяется знаменитое месторождение Брокен-Хилл и целый ряд средних и мелких, таких, как Маунт-Айза в Квинсленде, Лейк-Джордж в Новом Южном Уэльсе и др. Все они залегают среди кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых гнейсов возраста 1600—1020 млн. лет, отвечающим протерозою.

Урановые месторождения метаморфогенного генезиса известны в районе Аделаида, площадь которого сложена архейскими гнейсами и протерозойскими кварцитами, метаморфическими сланцами и амфиболитами. Самым крупным месторождением района является Радиум-Хилл, менее значительными — Маунт Пейтнер, Крокер-Уэлл и др.

Особенности геологического развития щитов

До настоящего времени в полной мере не раскрыта история геологического развития щитов и оснований древних платформ, а следовательно, до конца не поняты и закономерности образования и размещения рудных месторождений.

История геологического развития докембрийских щитов рассматривалась как смена тектоно-магматических циклов, т. е. эпох формирования комплексов осадочно-эффузивных и интрузивных образований. При этом широкое развитие гранитоидов трактовалось как проявление интенсивной интрузивной деятельности в докембрийских геосинклиналях. Систематически недооценивалось значение осадочных и вулканогенных пород как первичного эквивалента подавляющего большинства метаморфических пород.

Образование эндогенных месторождений на щитах генетически связывалось с интрузиями, аналогично тому как это принято для послекембрийских подвижных зон.

Однако внимательное изучение щитов на территории СССР и за границей свидетельствует о том, что:

1) щиты и кристаллические основания платформы в бóльшей своей части представлены глубоко измененными породами — продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований геосинклинальных областей;

2) образование и размещение месторождений в кристаллических породах щитов находится в полной зависимости от содержания металлов в осадочно-вулканогенных формациях и их метаморфизма.

Докембрий был самым ранним и длительным периодом геологического развития земной коры. Протяженность его определяется временем около 3 млрд. лет, что в пять раз больше всех послепротерозойских геологических эпох Земли. Кроме того, он характеризуется малой мощностью мобильной коры, существенно отличным от более поздних периодов химическим составом атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма и своеобразием седиментационных процессов.

В докембрии более или менее определенно устанавливается два рубежа мощного развития гранитизации — архейский — 3000—2800 млн. лет и протерозойский — 2100—1900 млн. лет (Тугаринов и др., 1963). К этим периодам относится возникновение главной массы метаморфических пород и разнообразных гранитоидов.

Специфические черты геологического развития кристаллического фундамента щитов и платформ определили своеобразие их металлогении, часто несходной с таковой для послепротерозойских эпох развития.

В качестве примера рассмотрим историю геологического развития Украинского щита. Фундамент Украинского щита сложен глубоко измененными метаморфизмом и ультраметаморфизмом осадочно-вулканогенными породами, первоначальный состав, мощность и распространение которых подчинены закономерностям геосинклинального развития.

Для определения первичного характера метаморфических пород и выделения основных этапов геологического развития Украинского щита автором применены новые приемы анализа геологического материала, которые сводятся к следующему: 1) «снятие» метаморфизма и гранитизации, выделение первичных осадочных и вулканогенных фор-

маций, соответствующих определенным этапам и зонам развития геосинклинальной области; 2) увязка геохронологических данных с петрографическими разностями пород и их пространственным размещением; 3) рассмотрение мигматитов и гранитов с позиций ультраметаморфизма; 4) установление роли глубинных разломов в характере седиментации, вулканизме и интрузивной деятельности; 5) анализ планов складчатых структур.

Такой подход к анализу материала дал возможность раскрыть историю формирования складчатой области, развившейся из докембрийской геосинклинали Украинского щита (Белевцев, Прусс, 1962; Белевцев, 1964 и др.).

Выделено три цикла развития: архейский, раннепротерозойский и поздне-(средне)протерозойский, различающиеся областями накопления осадков, планами складчатости, полнотой геосинклинального развития и характером метаморфизма. Первые два цикла отнесены к геосинклинальному, а позднепротерозойский — к платформенному типам развития (рис. 287).

Архейский цикл относится к самому раннему времени геологического развития докембрийской геосинклинали. Архейские образования распространены на большей части Украинского щита. Они характеризуются метаморфизованными осадочными и вулканическими породами, во многих местах превращенными в мигматиты и граниты. Накопление исходных вулканических масс, составивших основу всех пород архея, относится к самой ранней стадии прогибания геосинклинали, с характерными для этого времени узкими зонами геосинклинальных рвов. Кластогенные метаморфизованные породы встречаются относительно редко.

Раннепротерозойский цикл характеризуется распространением сравнительно узких субгеосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам. Породы этого цикла характеризуются полнотой набора геосинклинальных формаций от нижней терригенной, затем хемогенной до лагунной и молассовой. В пределах щита выделяется три субгеосинклинали (Брусилов-Одесская, Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская), где установлены как сравнительно выдержанные по мощности и простиранию субгеосинклинальные, так и субплатформенные образования этого цикла. Гранитизация в пределах этих полос относительно слабая, здесь господствуют метаморфические породы различных ступеней от микросланцев до пироксеновых гнейсов и гранулитов.

Поздне(средне)протерозойский цикл проявился лишь на крайнем северо-западе щита, где он зафиксирован субплатформенным накоплением овручской серии (нижняя терригенная формация), которая в своей западной части смята в складки и гранитизирована. Образование пержанских и осницких гранитов происходило в период 1400—1200 млн. лет, что и принимается за время превращения Украинского щита в часть Русской платформы.

Анализ мощностей, состава «реконструированных» формаций и их взаимного расположения во времени и пространстве позволил наметить как некоторые черты сходства, так и важные черты отличия в стадиях развития докембрийских подвижных зон для разных циклов в сравнении с послепротерозойскими циклами геосинклинального развития.

В первую — седиментационно-вулканогенную стадию геосинклинального развития отмечается закономерное образование первичных геосинклинальных толщ. В основании их, как правило, залегают вулканогенные формации, представленные преимущественно спилито-кератофировыми породами, которые выше сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными формациями. Эти последние развиты во внутренних геосинклинальных зонах и иногда венчаются

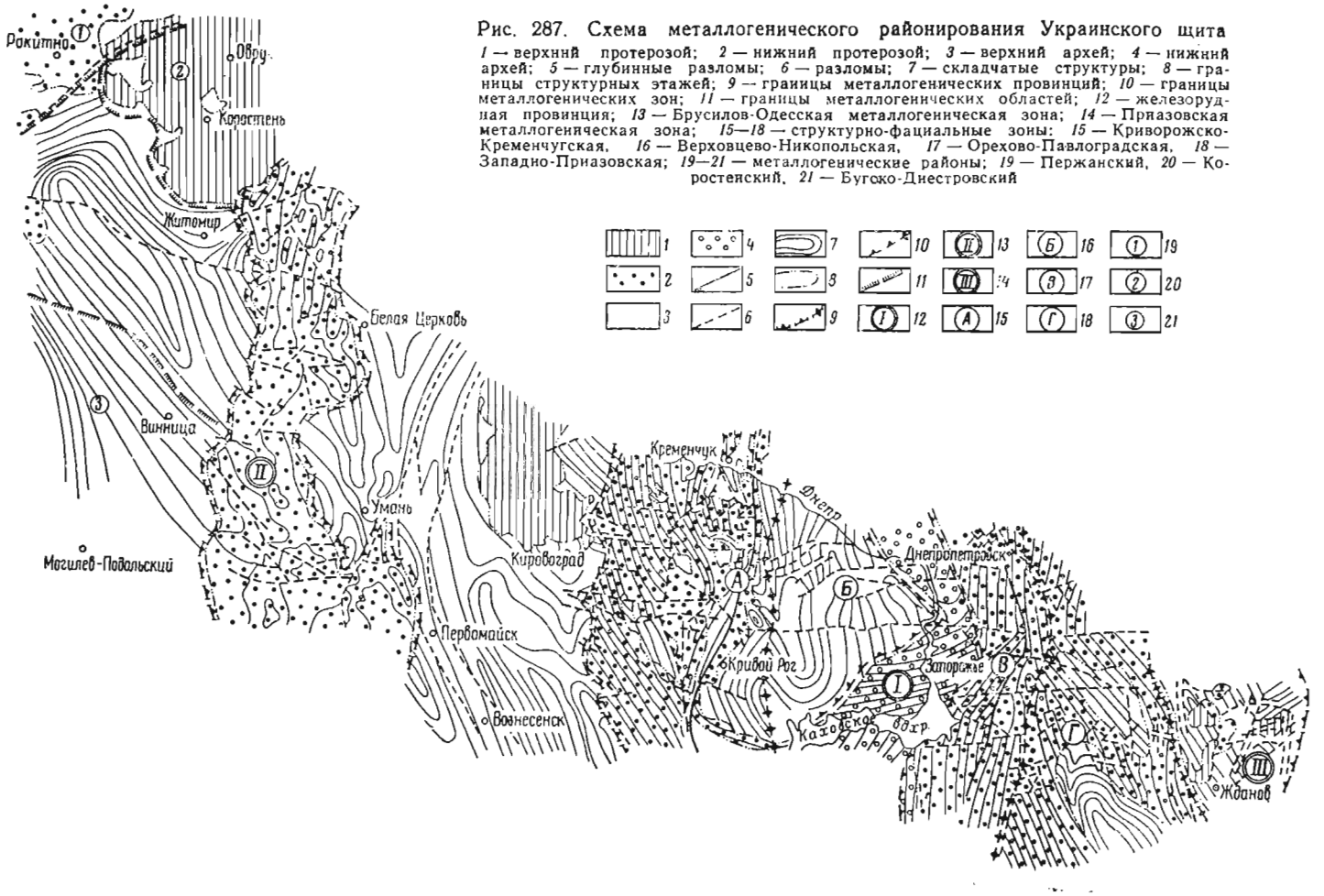


Рис. 287. Схема металлогенического районирования Украинского щита

1 — верхний протерозой; *2* — нижний протерозой; *3* — верхний архей; *4* — нижний архей; *5* — глубинные разломы; *6* — разломы; *7* — складчатые структуры; *8* — границы структурных этажей; *9* — границы металлогенических провинций; *10* — границы металлогенических зон; *11* — границы металлогенических областей; *12* — железорудная провинция; *13* — Брусилов-Одесская металлогеническая зона; *14* — Приазовская металлогеническая зона; *15—18* — структурно-фациальные зоны: *15* — Криворожско-Кременчугская, *16* — Верховцево-Никопольская, *17* — Орехово-Павлоградская, *18* — Западно-Приазовская; *19—21* — металлогенические районы; *19* — Пержанский, *20* — Коростенский, *21* — Бугско-Днестровский

хемогенными осадками джеспилитовой формации. Серия этих пород перекрывается терригенно-карбонатно-углистой, лагунной и молассовой формациями.

Вулканогенные формации занимают зоны геосинклинальных рвов и глубинных разломов, терригенные — обширные пространства внутрен-

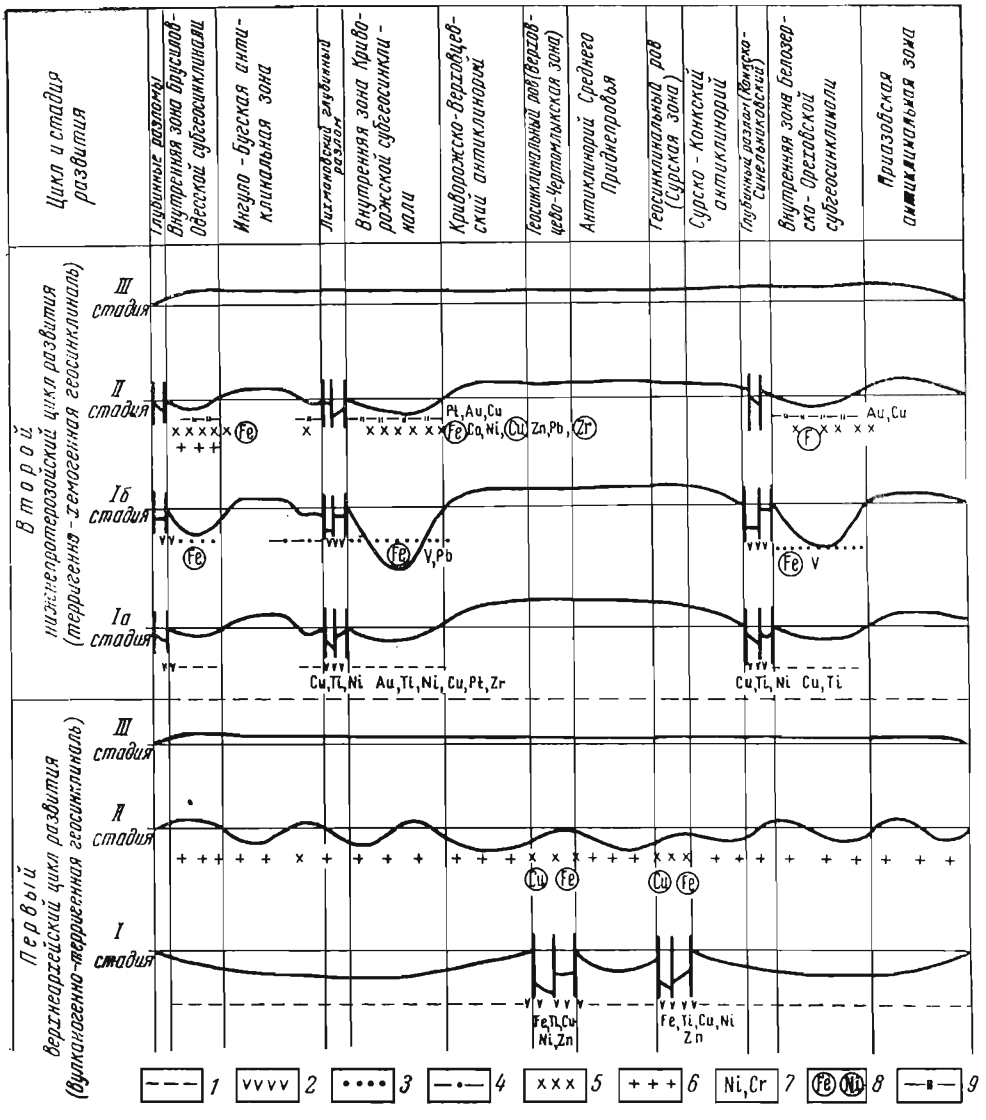


Рис. 288. Схема геологического развития докембрийской геосинклинали Украинского щита, ее вулканизм, метаморфизм и металлогения (построена по методу В. Смирнова)
1—4 — зоны накопления: *1* — осадков терригенных фаций; *2* — вулканогенных пород; *3* — хемогенных осадков; *4* — осадков терригенно-хемогенных фаций; *5* — зоны метаморфизма; *6* — зоны ультраметаморфизма; *7* — накопление металлов; *8* — образование месторождений; *9* — терригенно-лагунные и молассовые формации

них геосинклинальных областей, а лагунные и молассовые формации венчают отложения внутренних зон на сравнительно небольших площадях (рис. 288).

Во вторую складчато-метаморфическую стадию развития подвижной зоны осадочные и вулканогенные формации подверглись интенсивной складчатости, глубинному метаморфизму и ультраме-

таморфизму с образованием: 1) метаморфических пород — кристаллических сланцев, джеспилитов, метапесчаников, метабазитов и ультрабазитов; 2) ультраметаморфических пород — гнейсов, мигматитов, анатектитов и гранитов. Такое преобразование осадков докембрийской геосинклинальной зоны во вторую стадию развития принципиально отлично от послекембрийского.

В третью разломно-интрузивную стадию произошло повсеместное развитие разломных структур и внедрение магматических масс. Эта стадия в зонах субгеосинклиналей проявилась в интрузиях гранитов и щелочных сиенитов, контролируемых разломными структурами. К этой стадии развития относятся интрузии Токовские, Боковянские, Верблюженские, Коростеньские, Корсунь-Новомиргородские, а также интрузии щелочных пород Приазовья и Павлоградского района. Все эти породы имеют возраст 1500—1700 млн. лет и относятся к завершающей стадии нижнепротерозойского геосинклинального цикла.

К этой стадии относятся поперечные разломы, расчленившие складчатую зону на блоки. По этим разрывным структурам иногда внедрялись малые жильные интрузии основного и ультраосновного состава.

Приведенные особенности геологического развития щитов позволяют считать, что характер формирования земной коры в докембрии заметно отличался от последующих геологических эпох. Это выражено в грандиозных накоплениях вулканогенных пород в архейских циклах и хемогенных образований в нижнепротерозойских циклах геосинклинального развития, безинверсионном развитии геосинклиналей, исключительной интенсивности и всеобщности регионального метаморфизма пород. Эти особенности докембрия создали благоприятные условия для образования метаморфогенных месторождений таких металлов, которые были характерны для осадочных и вулканогенных пород докембрия (Fe, Mn, Cu, Ni и др.).

Главнейшие эпохи метаморфогенного рудообразования

На основании обобщения далеко не полных материалов по абсолютному возрасту пород и руд различных месторождений щитов А. Тугаринов (1956) выделил в докембрии шесть эпох рудной минерализации: Катангская эпоха (600—750 млн. лет), Гренвильская эпоха (1000—1200 млн. лет), Медвежьеозерская эпоха (1400—1600 млн. лет), Беломорская эпоха (1800—2000 млн. лет), Родезийская эпоха (2400—2700 млн. лет) и Сьерралеонская эпоха (2000—3000 млн. лет). Большинство других исследователей (Н. Семененко, Г. Афанасьев и др.) выделяют в докембрии четыре мегацикла, каждый из которых имеет продолжительность 500—800 млн. лет.

По материалам для Украинского, Балтийского и Индийского щитов, Курско-Воронежскому массиву и Китайской платформе, а также литературным данным по другим щитам мира автор выделяет три более или менее отчетливо выраженные эпохи метаморфогенного рудообразования в докембрии.

Раннеархейская, или катархейская эпоха, отвечающая, вероятно, первому самому древнему мегациклу с абсолютным возрастом пород 3000—3600 млн. лет и более. Эта эпоха выделена условно, так как она еще плохо изучена. Не установлены главнейшие этапы геологического развития, отвечающие раннеархейской эпохе, и связанные с ними типы минерализации. Однако во многих местах встречены породы с возрастом более 3000 млн. лет, содержащие метаморфогенную минерализацию. К ним относятся: район Сьерра-Леоне в Западной Африке (Гвинея, Гана и др.), Приднепровский район Украинского щита (Кайдаки,

Запорожье), несколько участков Балтийского щита (на Кольском полуострове) и некоторые другие. Среди вулканогенных пород этих районов встречены железистые кварциты в виде маломощных пачек и пластов, перемежающихся с амфиболитами, амфиболовыми и пироксеновыми сланцами, а также медно-никелевые, титановые и циркониевые рудопроявления.

Позднеархейская металлогеническая эпоха отвечает второму мегациклу с абсолютным возрастом пород (датирующих метаморфизм) от 3000—2800 до 2300—2200 млн. лет. Эта эпоха, вероятно, сопоставима с Родезийской, а также с какой-то частью Сьерра-Леонской и Беломорской эпох А. Тугаринова. К ней относятся многие железные и марганцевые руды Индии, Оленегорские месторождения железистых кварцитов на Кольском полуострове, железистые кварциты Среднего Приднепровья и Западного Приазовья на Украине и значительная часть железных руд Канады, имеющих киватинский возраст. К этой же эпохе относятся полиметаллическое оруденение в Конго (Киншаса), золото-кварцевые жилы Южной Родезии, медные и медно-никелевые руды Балтийского и Канадского щитов и некоторые другие рудные районы и месторождения.

Позднеархейская эпоха характеризуется развитием мелких и средних по запасам месторождений железных руд осадочно-метаморфического генезиса, а также связанных с вулканогенно-джеспилитовой формацией медных и медно-никелевых (колчеданных) руд вулканогенно-метаморфического генезиса.

Области развития рудных месторождений позднеархейской эпохи тесно связаны с геосинклинальными районами, в пределах которых происходило накопление железа, меди, никеля, кобальта и титана, обусловленных интенсивной вулканической деятельностью. Геохимический профиль этой эпохи можно оценить как медно-железистый с концентрацией целого ряда подчиненных рудных элементов.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха отвечает третьему мегациклу развития докембрия с абсолютным возрастом пород 2200—1800 млн. лет (по метаморфическим минералам) или Беломорской эпохе А. Тугаринова. Эта эпоха очень богата многочисленными крупными месторождениями богатых и бедных железных руд на всех щитах мира, золото-урановых конгломератов в Канаде, Бразилии и Южной Африке, медных и медно-никелевых месторождений в Индии, Канаде и Южной Африке (медный пояс Родезии), Швеции, полиметаллических месторождений в Западной Австралии и Канаде, месторождений марганца в Западной Африке, урановых месторождений в Канаде.

Наибольшее металлогеническое значение имеют образования внутренних геосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам. Они представлены терригенными и хемогенными формациями, в которых накопились огромные массы железа и значительные количества золота, урана, платины, циркония, меди и других металлов. Геохимический профиль этой эпохи может быть определен как железный или ураново-железный. Возможно выделение четвертой — позднепротерозойской эпохи.

Рассмотренные металлогенические эпохи неоднозначны по размерам и ценности метаморфогенных месторождений. Наиболее продуктивной является раннепротерозойская металлогеническая эпоха, а наименее — позднеархейская (рис. 289).

Намечаются некоторые закономерности стратиграфического положения метаморфогенных месторождений в докембрии. Первая, наиболее общая закономерность состоит в том, что подавляющее большинство метаморфогенных месторождений образовалось на рубеже позднего архея и раннего протерозоя. По абсолютному возрасту пород это

соответствует интервалу времени от 2600—2500 до 2000—1800 млн. лет, т. е. 600—800 млн. лет, что отвечает одному мегациклу докембрия.

Второй закономерностью является размещение различных генетических групп метаморфогенных месторождений в различных частях сводного стратиграфического разреза. Так, к верхнему архею приурочены главным образом вулканогенно-метаморфические месторождения

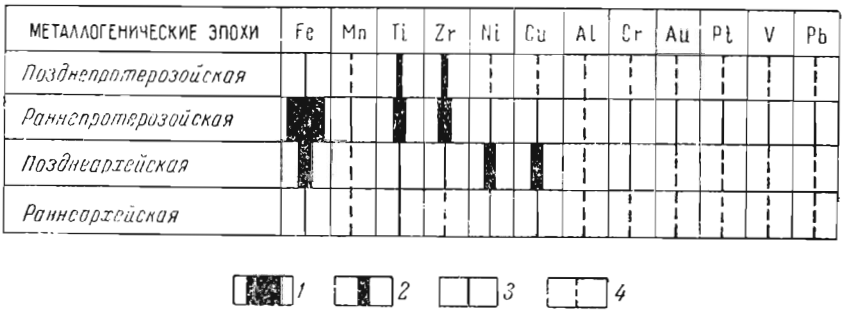


Рис. 289. Схема распространения месторождений и рудопроявлений различных металлов по металлогеническим эпохам

1 — месторождения крупнейшие, мирового значения; *2* — средние и мелкие месторождения; *3* — рудопроявления; *4* — не встречено

(Fe, Cu, Ni и др.), тогда как в нижнем протерозое и особенно в первых его 1500 *м* размещено подавляющее количество осадочно-метаморфических месторождений (Fe, Cu, Au, U и др.).

Накопление металлов в осадках и эффузивах

Всеми исследователями, изучавшими геологическое строение щитов и, в частности, автором для Украинского щита, устанавливается очень большое, несравнимое со всеми последующими геологическими эпохами, развитие вулканической деятельности в архее. Вулканические образования представлены главным образом основными, реже кислыми породами, среди которых встречаются ультрабазиты в виде пластов и пачек, вероятно, того же эффузивного происхождения. Эти вулканические образования, богатые железом, магнием, алюминием, медью, никелем, и другими металлами, явились источником для последующего образования промышленных месторождений.

Атмосфера и литосфера в архее имели восстановительный характер (А. Виноградов, А. Сауков, А. Ронов и др.): отсутствовал свободный кислород и господствовала углекислота, что способствовало разрушению железистых силикатов и накоплению больших количеств железа и кремнезема преимущественно в приповерхностных корах разрушения железистых силикатов.

В нижнем протерозое произошла смена характера осадков, выразившаяся в образовании мощных кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством эффузивов. Такие изменения в осадконакоплении связаны с появлением в атмосфере и гидросфере свободного кислорода, что вызвало массовое накопление железа и кремнезема на обширных пространствах водных бассейнов. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, в которой сконцентрировано около 95% всех железных руд земного шара.

Вулканические породы архея и протерозоя содержат большое количество железа, меди, кобальта, никеля, хрома, титана и ванадия. В современных амфиболитах, являющихся метаморфизованными эффузивами, подавляющая часть металлов входит в решетку амфиболов, и

лишь небольшая часть их, особенно медь, никель и кобальт, связаны с рассеянной сульфидной минерализацией (табл. 55).

Таблица 55

Содержание металлов в амфиболитах Кривого Рога
(в %)

Металлы	Геохимический фон в амфиболитах	Максимальное содержание в отдельных пробах	Кларк основных пород	Кларк земной коры
Ti	2	Несколько процентов	0,9	0,6
V	$4 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$15 \cdot 10^{-2}$
Co	$2 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$0{,}45 \cdot 10^{-2}$	$0{,}30 \cdot 10^{-2}$
Cu	До 10^{-2}	До нескольких %	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$

Ультрабазиты, встреченные среди амфиболитов и осадочно-метаморфических пород в виде пластов и имеющие серпентин-тальковый или тальк-хлоритовый современный состав, отличаются повышенным содержанием никеля и хрома.

Сланцевые горизонты криворожской серии в зонах низкой стадии метаморфизма характеризуются повышенным содержанием Ti, V, Co, Cr, Cu, Zr и Ag (табл. 56).

Таблица 56

Содержание металлов в сланцах Кривого Рога
(в %)

Металлы	Геохимический фон в сланцах	Максимальное содержание в отдельных пробах	Средний геохимический фон по району	Кларк земной коры
Ti	2	Несколько процентов	1,15	0,6
V	$3{,}5 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$
Co	$16 \cdot 10^{-3}$	$100 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Cr	$3 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cu	$6 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Ag	$0{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$0{,}20 \cdot 10^{-2}$	$0{,}01 \cdot 10^{-2}$
Zr	$4 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$

В некоторых случаях отмечается первичная концентрация рассеянных металлов в отдельных слоях и даже пластах вулканитов. Так, содержание титана в отдельных слоях слабо метаморфизованных амфиболитов и сланцев достигает 5—6%, а меди — до 1%.

Для всех пород наблюдается закономерная зависимость содержания рассеянных металлов от количества амфибола, биотита и хлорита. По уменьшению количества минералов, содержащих рассеянные металлы, породы Украинского щита, например, можно расположить в следующем порядке: амфиболиты, железисто-силикатные сланцы, гнейсы амфибол-биотитовые, гнейсы биотитовые, мигматиты и граниты.

Осадочные породы в основном образовались при разрушении вулканических пород архея, а также продуктов продолжающегося вулканизма.

Накопление металлов в осадках происходило вследствие выветривания эффузивных пород и выноса в морской бассейн механических и

химических продуктов, содержащих Fe, Mn, Al. Другим источником металлов в осадках явились гидротермальные растворы конседиментационного подводного и наземного вулканизма, выносившие SiO_2, Mn, Al, Ni, Cu, Pb, Zn, As и другие элементы (Дзоценидзе, 1965).

Таким образом, главным источником металлов в осадочных породах были вулканогенные породы и продукты вулканической деятельности. Источником металлов для верхних структурных этажей были разрушающиеся метаморфизованные осадочные породы, содержащие различные рудные компоненты.

Особенно богаты металлами конгломерато-песчанистые горизонты нижнепротерозойских субгеосинклиналей, к числу которых относятся знаменитые золото-урановые конгломераты многих щитов мира.

Содержание металлов в осадочно-метаморфогенных породах криворожской серии приведено в табл. 57.

Таблица 57

Содержание металлов в осадочно-метаморфических породах криворожской серии
(в %)

Металлы	Песчаники нижней свиты		Песчаники верхней свиты		Кларк по осадочным породам	Кларк литосферы
	Геохимический фон	Максимальное содержание	Геохимический фон	Максимальное содержание		
Mn	0,014	0,08	0,32	0,08	$6{,}7\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-2}$
V	—	0,5	0,003	0,01	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$
Cr	0,007	0,01	0,007	0,01	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
Ni	0,002	0,007	0,003	0,007	$9{,}5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Co	0,001	0,002	0,001	0,002	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Pb	0,0003	0,002	0,0006	0,002	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot610^{-3}$
Cu	—	0,009	0,002	0,009	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$
Zn	0,009	0,02	0,009	0,02	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$

Хемогенные образования, представленные на всех щитах железистыми роговиками и джеспилитами (итабириты, железистые кварциты и др.), обычно бедны малыми металлами. Лишь железисто-силикатные роговики, имеющие прослои, состоящие в значительной степени из амфибола, биотита или хлорита, содержат рассеянные металлы, входящие в решетки этих минералов. Однако в отличие от других пород докембрия, железистые роговики и джеспилиты очень богаты железом, содержание которого меняется от 20 до 40—45%, при средних значениях 35—37% (табл. 58).

Таблица 58

Содержание малых элементов в железистых роговиках и джеспилитах Кривого Рога
(в %)

Металлы	Геохимический фон	Максимальное содержание в отдельных пробах	Кларк литосферы
Mn	0,053	0,08	$9\cdot10^{-2}$
Ti	0,05	0,5	0,6
Cr	0,002	0,01	$2\cdot10^{-2}$
Ni	0,0003	0,007	$8\cdot10^{-3}$
Zn	0,0023	0,004	$5\cdot10^{-3}$
Ge	0,0004	0,0006	$7\cdot10^{-4}$

Биотитовые гнейсы, как метаморфические продукты илисто-глинисто-кремнистых образований, также содержат значительные количества рассеянных металлов (табл. 59). Подавляющая часть металлов входит в состав биотита, хлорита или других темноцветных минералов, и лишь незначительная часть их встречается в виде самостоятельных минералов.

Таблица 59

Содержание металлов в гнейсах Украинского щита
(в %)

Металлы	Геохимический фон в гнейсах	Максимальное содержание в отдельных пробах	Кларк осадочных пород	Кларк литосферы
Ti	0,375	0,69—0,90	0,45	0,6
Mn	0,157	0,4—0,6	$6{,}7\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-2}$
Cr	0,014	0,02	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$
V	0,0183	0,03	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}510^{-2}$
Cu	0,0161	0,03—0,06	$5{,}7\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$
Ni	0,0096	0,01—0,03	$2\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$
Zn	0,0007	0,006	$8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$
Co	0,0076	0,01—0,2	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Pb	0,0023	0,006—0,02	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}610^{-3}$
Ag	$7\cdot10^{-5}$	0,0003	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$

Структурно-литологические условия образования метаморфогенных месторождений

Метаморфогенное рудообразование возможно в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и осуществляется вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. На разных стадиях метаморфизма это происходит по разному. В начальной стадии дифференциация проявляется слабо, затем она увеличивается и достигает максимальных размеров при ультраметаморфизме. Для низких ступеней метаморфизма характерны частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которые с углублением этого процесса в областях высоких ступеней метаморфизма сменяются полным растворением, а затем и частичным выплавлением. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникших при метаморфической дифференциации. Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного сочетания многих факторов: состава метаморфизуемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и формы их нахождения, а также режима температуры и давления.

Для понимания условий метаморфогенного рудообразования целесообразно выделить две главные генетические линии: регионально-метаморфическую, или просто метаморфическую, и ультраметаморфическую.

В зонах прогрессивного регионального метаморфизма геосинклинальных отложений рудообразование происходит при двух следующих процессах:

1) перекристаллизации составных частей пород, богатых рудными компонентами, без сколько-нибудь значительного перемещения последних, с образованием метаморфизованных месторождений (осадочно-метаморфических или вулканогенно-метаморфических);

2) перекристаллизации со значительным перераспределением — метаморфической дифференциацией первичного материала внутри метаморфизуемой толщи с образованием метаморфических месторождений в благоприятных складчато-трещинных участках пласта или свиты пластов. Наиболее интенсивно концентрация металлов происходит среди перемежающихся осадочных или осадочно-вулканогенных пород, изначально содержащих в рассеянном состоянии металлы и большое количество воды. В вулканогенных однородных толщах обычно не наблюдается значительного перемещения металлов.

Метаморфическая дифференциация осуществлялась в более или менее ограниченных масштабах, захватывая отдельные свиты, горизонты или пласты.

Метаморфизованные месторождения образуются в условиях прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма за счет первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными или нерудными полезными компонентами, в условиях ограниченных возможностей выноса рудного материала из первичных эквивалентов метаморфических пород, т. е. при метаморфизме первичных осадочных или вулканогенно-осадочных месторождений. Прогрессивная стадия регионального метаморфизма протекает в условиях пластической деформации пород, выраженной дифференциальными послойными движениями, приводящими к складкообразованию. Главными процессами являются местное селективное растворение и перекристаллизация. Осадочная порода, как известно, состоит из кластогенных зерен различной величины и различного состава, аутигенных минералов или слабо раскристаллизованных илистых осадков. Рудные компоненты в ней сосредоточиваются либо в кластогенных зернах, либо в илистых осадках и аутигенных минералах.

С химической точки зрения эти гетерогенные породы представляют собой неравновесную систему, которая при благоприятных условиях будет преобразовываться, стремясь приблизиться к равновесному состоянию. Химическое равновесие в такой системе наступит тогда, когда будут использованы все возможности химических превращений. Каждый компонент породы имеет свои границы устойчивости и, когда они превзойдены, он становится активным — подвижным — и вступает в химическое взаимодействие с другими компонентами.

Растворы, насыщающие породы, при повышении температуры и давления будут активно влиять на различные компоненты, переводить их в растворенное состояние до тех пор, пока на их месте не начнут образовываться другие минеральные формы, устойчивые в этих термодинамических условиях. Элементы, не вошедшие в решетки новых минералов, перейдут в раствор. Рудные растворы могут вступать в активное взаимодействие с породой и образовывать минералы, отвечающие более высоким ступеням метаморфизма. Рудные растворы могут при определенных условиях покидать породы, из которых они заимствовали рудные компоненты.

В том случае, когда преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества внутри пластов, вызвавший собирательную кристаллизацию, могли образовываться метаморфизованные месторождения. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация усиливают контрастность рудных залежей, расположенных среди слаборудных или безрудных пластов. К их разряду относятся: железистые роговики, джеспилиты, развитые в Украинском щите и во многих щитах мира, марганцевые месторождения Индии, полиметаллические месторождения Австралии, золотые, медные и урановые месторождения в конгломератах и песчаниках Канады, Бразилии и Южной Африки и многие др. К этому же типу относится и большая группа нерудных месторождений: мраморов, графитовых гнейсов,

кварцитов и др. Среди этой группы месторождений можно выделить две подгруппы в зависимости от первичных пород, послуживших источником рудных компонентов: 1) осадочно-метаморфические месторождения железа, марганца, золота, урана, титана, платины; 2) осадочно-вулканогенно-метаморфические месторождения меди, никеля, кобальта.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений находится в полной зависимости от первичного исходного материала и ступеней метаморфизма. В качестве примера рассмотрим железистые породы. По исходному составу выделяются две резко различные группы железистых пород: кремнисто-железистая и кремнисто-алюминий-магний-железистая. При наличии незначительных примесей других элементов в этих породах они приобретают различный минеральный состав при метаморфизме (табл. 60).

Таблица 60

Состав железистых пород по ступеням метаморфизма

Ступени метаморфизма	Кремнисто-железистый	Кремнисто-алюминий-магний-железистый
Зеленых сланцев (Центральное Криворожье, КМА, Сингбум и др.)	Скрытокристаллические кварц-магнетит-гематитовые джеспилиты	Кварц-серицит-хлорит-гематитовые сланцы или роговики (тонкокристаллические)
Амфиболитов (Северное Криворожье, Кольский п-ов и др.)	Кварц-магнетитовые джеспилиты (среднекристаллические)	Мусковит-амфибол-магнетитовые роговики
Гранулитов (Приазовье, Норвегия и др.)	Кварц-магнетитовые нерезко полосчатые породы (крупнокристаллические)	Пироксен-гранат-магнетитовые породы (крупнозернистые)

По мере усиления метаморфизма замечено постепенное исчезновение полосчатости, так хорошо наблюдающейся в породах низких ступеней метаморфизма. Пироксен-гранат-магнетитовые породы уже отличаются более или менее равномерным распределением слагающих минералов, и обособление магнетита, кварца или других минералов в прослоях наблюдается довольно редко.

Метаморфизованные месторождения имеют особенности, которые позволяют их выделить среди других групп метаморфогенных месторождений, а также отличить их от постмагматических, а именно:

1) для залежей характерна пластовая форма, хотя встречаются и крупные уплощенные линзы, напоминающие прерывистые пласты. Мощность рудных тел не зависит от трещиноватости или складчатости пород, вмещающих залежь. Залежи обычно приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и распространяются на больших пространствах. Залежи располагаются среди пород, относящихся к тем же первичноосадочным формациям, что и рудные пласты;

2) минеральный состав метаморфизованных месторождений и вмещающих их пород близок по набору парагенезисов и степени кристаллизации. Во многих случаях потеряна первичная слоистая текстура. Хорошо видно закономерное размещение различных метаморфических фаций. Нет ореолов изменения боковых пород, однако в многих случаях хорошо видны постепенные переходы руды в породы, фиксируемые по убыванию рудных минералов;

3) отсутствуют контакты рудных тел, секущие простирание пород, равно как и жильные образования с тем же набором минеральных ассоциаций, что и в пластовых залежах. Иногда наблюдаются трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, получившие наибольшее распространение в залежах этого типа.

Таким образом, в метаморфизованных месторождениях сочетаются признаки как их первичноосадочного, так и метаморфогенного происхождения, что в подавляющем большинстве случаев позволяет отличить их от других генетических типов.

В качестве примера можно привести золоторудное поле Колар, расположенное на юге Индии. Этот знаменитый рудный район нахо-

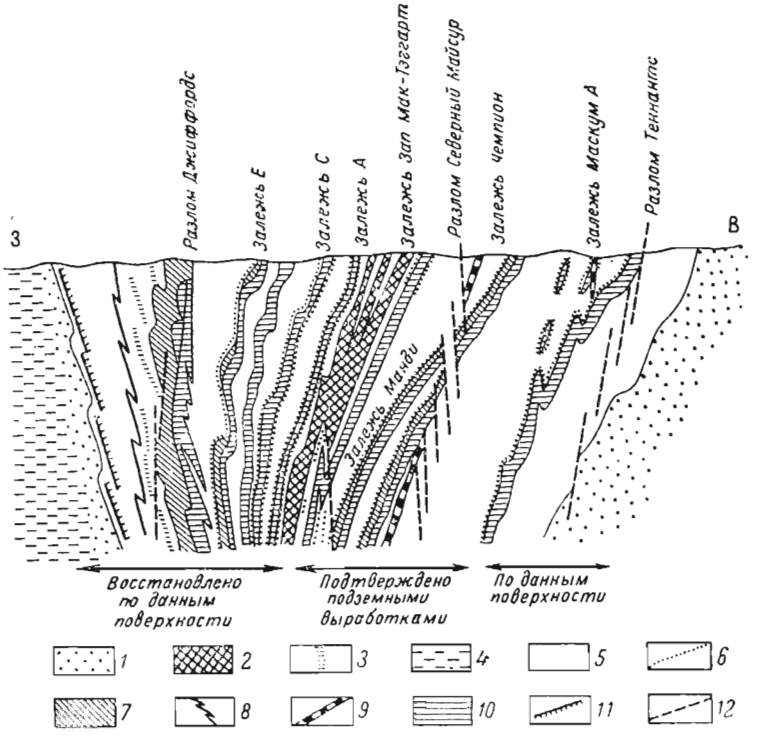


Рис. 290. Геологический разрез вкрест простирания рудного поля Колар, Индия, через Эдгар — Шафт. *По С. Нарайянасвами* и др.

1 — гнейсы Чемпион; *2* — массивные амфиболиты; *3* — графит-сульфидно-кварцевые залежи смешанного типа; *4* — гнейсы Пенинсула; *5* — сланцевые амфиболиты; *6* — кварцевые и сульфидные залежи; *7* — волокнистые амфиболиты; *8* — железистые кварциты; *9* — дайки долеритов; *10* — зернистые амфиболиты; *11* — магнетитовые кварциты; *12* — разломы

дится среди поля древних гнейсов, относящихся к Джарварской системе докембрия. Рудное поле Колар сложено интенсивно метаморфизованными амфиболитами, слюдисто-амфиболовыми сланцами и редкими пластами железистых кварцитов. Эти породы образуют субмеридиональную синклинальную складку с крутыми падениями крыльев. Местами она осложнена поперечными изгибами в виде простых или кулисовидных складок. Всего в районе известно 15 рудных залежей, из которых шесть золото-кварцевых, восемь — золото-кварц-сульфидных и одна графит-сульфидно-кварцевая (рис. 290). Залежи располагаются в пластах амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев вблизи контакта с массивными амфиболитами. Протягиваются залежи приблизительно параллельно друг другу, согласно со складчатой структурой и прослеживаются на протяжении 7—8 *км* по простиранию пластов пород. Мощность залежей меняется от нескольких сантиметров до 3—5 *м*. Вдоль залежей встречаются раздувы, образующие рудные столбы, приуроченные к участкам растяжения в зоне кулисообразных поперечных складок. Эти рудные столбы имеют северное склонение в случае «правого» изгиба и южное, в случае «левого» кулисовидного изгиба. Диагональные разломы смещают породы и рудные залежи.

мобилизации их из пород и перемещения в складчато-трещинные или разрывные зоны. Метаморфические месторождения характерны для таких металлов, как железо, медь, уран, никель, кобальт, цирконий и меньше свинец и цинк.

Метаморфические месторождения характеризуются следующими особенностями.

1. Минеральный состав руд качественно аналогичен составу вмещающих пород. Залежи магнетитовых или гематит-магнетитовых руд

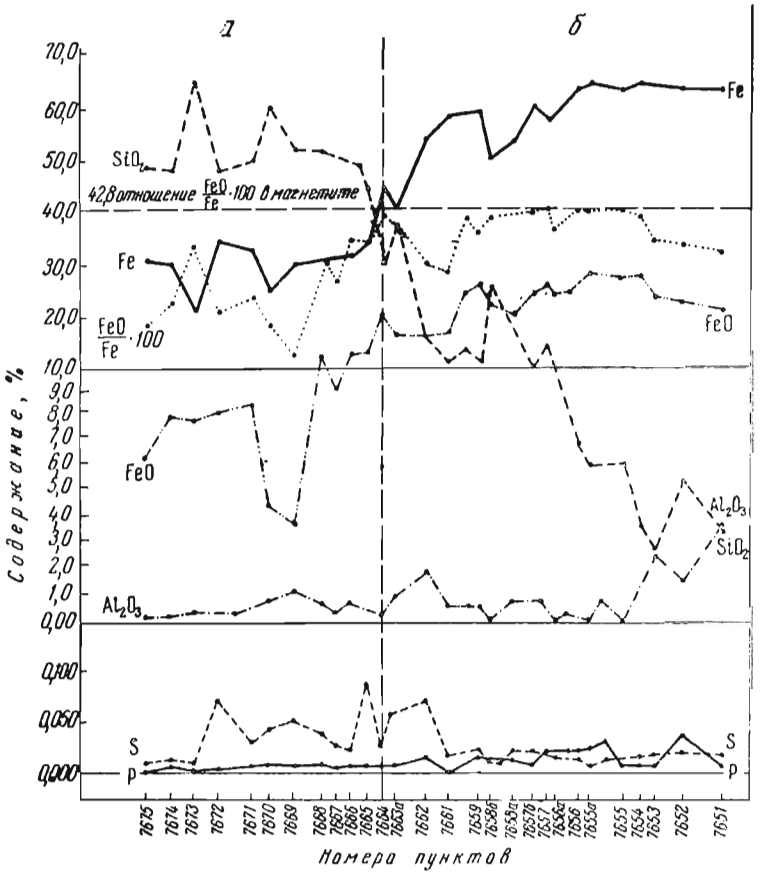


Рис. 292. График изменения химического состава на переходе от железистых роговиков к руде по непрерывной линии проб
а — железистые роговики; *б* — железная руда

залегают среди магнетит-кварцевых роговиков или джеспилитов. Медно-никелевые вкрапленные руды, представленные густым скоплением халькопирита, пентландита и пирротина среди биотит-амфиболовых пород, отличаются от вмещающих пород большим количеством вкраплений рудных минералов и т. д.

Контакты рудных залежей с вмещающими породами постепенные, зерна рудных и нерудных минералов не меняют своих форм и размеров при переходе из руды в породу, они относятся к одному этапу образования, характеризуются одинаковыми парагенетическими ассоциациями, но различаются количественными соотношениями.

2. Химический состав пород и руд качественно идентичен. Это свидетельствует о том, что никаких новых элементов в руду по сравнению с боковыми породами при рудообразовании не привнесено (Белевцев, 1964). Можно говорить только о мобилизации и накоплении рудных компонентов в благоприятных местах (рис. 292).

Отчетливо выраженный стратиграфический контроль залежей, высокая степень катаклаза кварца вплоть до полной перекристаллизации и превращения в кварцит, пластовое залегание рудных тел, подчиненных складчатым структурам, а также параллельное рудным телам расположение графитоносных пород и части скоплений сульфидов послужило для некоторых исследователей этого района доказательством первичного сингенетического происхождения оруденения (Нарайянасвами и др., 1964). Строение рудных залежей свидетельствует о значительном переотложении рудного вещества при метаморфизме. Так, отчетливо наблюдается скопление существенной части руды в рудных столбах, приуроченных к поперечной складчатости, тогда как плоскопараллельные пласты на большем протяжении бедны рудным материалом.

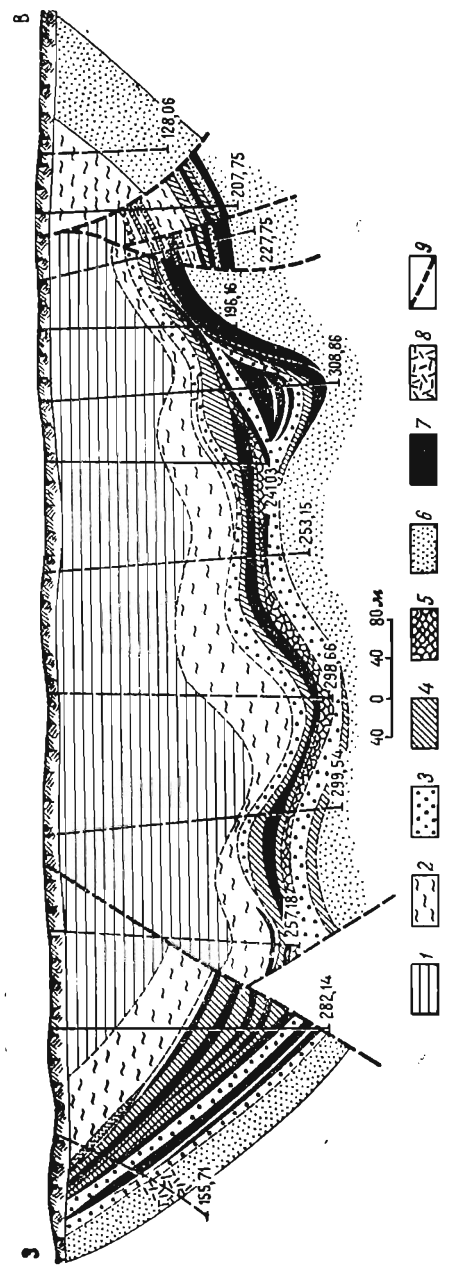


Рис. 291. Геологический разрез по участку шахты 5, Восточно-Ингулецкая синклиналь. *По В. Качан*

1 — сланцы углисто-серицитовые; *2* — сланцы кварц-хлорит-серицитовые (охристые); *3* — метапесчаники, кварциты; *4* — сланцы магнетит-хлоритовые; *5* — брекчия седиментационная; *6* — роговики гематит-мартитовые (магнетитовые); *7* — железные руды; *8* — трещиноватость; *9* — тектонические нарушения.

В качестве второго примера можно привести пластовые залежи богатых железных руд хлорит-магнетитового и амфибол-магнетитового состава, издавна разрабатывающихся в Криворожском бассейне (рис. 291). Эти руды залегают у основания верхней свиты криворожской серии и представлены в южном районе хлорит-магнетитовыми, а в северном — амфибол-гранат-магнетитовыми разновидностями.

Метаморфические месторождения образуются при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие **метаморфической дифференциации** — перемещения рудных компонентов в пределах метаморфизуемой свиты пород и обособления рудного материала в благоприятных рудовмещающих структурах.

Метаморфические месторождения в главной своей массе относятся к стадии прогрессивного метаморфизма и образуются в участках наиболее развитых дифференциальных движений, связанных с пластической деформацией и проявившихся в виде сложных складчатых структур. В отличие от метаморфизованных эти месторождения могут формироваться среди пород, бедных рудными компонентами, за счет

3. Преобладание структур перекристаллизации и частичного замещения, что свидетельствует об участии метасоматического процесса при рудообразовании. Вместе с тем нередко встречаются рудные залежи, в которых не наблюдается метасоматических процессов, а преобладает общая с вмещающими породами перекристаллизация. Вероятно, перемещение рудных компонентов в этом случае происходило еще до общей метаморфической кристаллизации. В обоих случаях структуры выполнения открытых полостей отсутствуют, либо встречаются крайне редко.

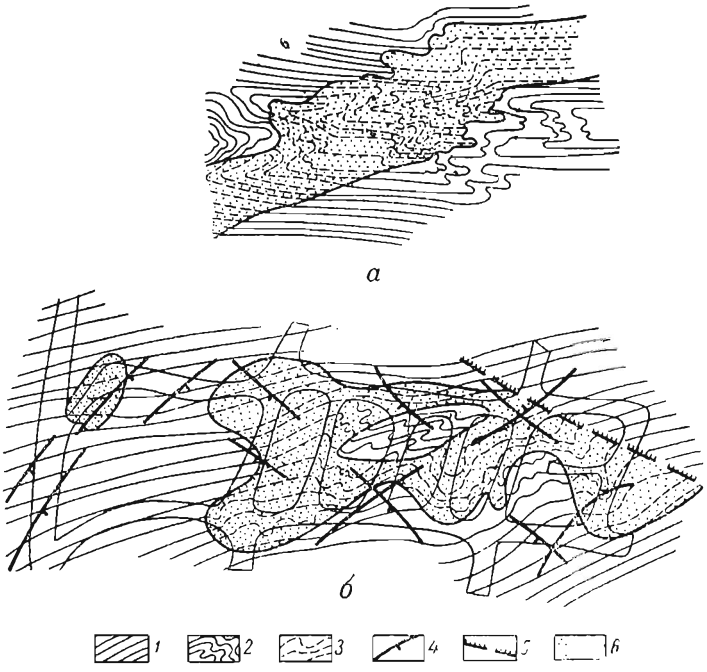


Рис. 293. Складчатость в рудных залежах Кольского полуострова (*а*) и Кривого Рога (*б*)

1 — плоскопараллельная полосчатость в джеспилите; *2* — изоклинальная складчатость в джеспилите; *3* — дисгармоничное смятие в руде; *4* — трещины отдельности; *5* — трещины смещения; *6* — мартитовая руда

4. Размещение рудных залежей и месторождений контролируется складчато-трещинными структурами. В Криворожском бассейне железорудные залежи приурочены к поперечным изгибам различной формы. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно являются пострудными. Руды в большинстве случаев характеризуются плойчатой текстурой тектонического происхождения (рис. 293). Контакты их являются секущими к слоистости пород и выражены обогащением породы рудным компонентом.

5. Рудные месторождения и залежи размещены полосами, узлами, отчетливо контролируются пластами или свитами пластов метаморфических пород и элементами складчатых структур, но их расположение совершенно не зависит от наличия или отсутствия в районе интрузивов. Нет никакой связи в составе малых и редких элементов интрузий и руд. В подавляющем большинстве изученных случаев интрузивные тела имеют пострудный возраст, а в отдельных местах интрузивы обогащаются рудными компонентами метаморфических пород.

6. Широко известно явление утонения кварцевых прослоев железистых роговиков, обращенное в сторону магнетитовых железных руд, вызванное выносом кремнезема, частичным замещением его магнети-

том и тектоническим сжатием рудных прослоев. Все это отражает сущность процесса рудообразования, совершающегося синхронно с метаморфизмом и складчатостью (рис. 294).

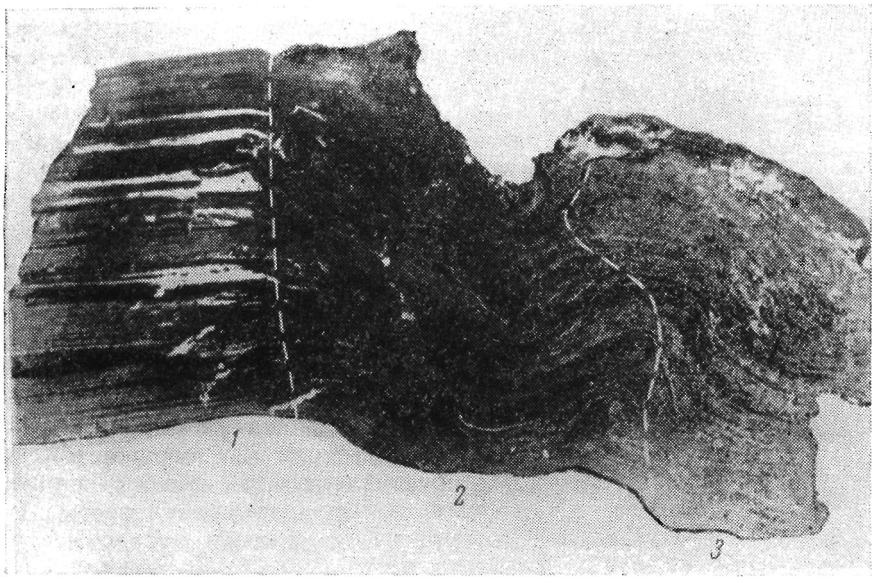


Рис. 294. Контакт джеспилита с магнетитовой (мартитовой) рудой
1 — джеспилиты; *2* — плотная руда; *3* — рыхлая руда

Метаморфические месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых и гематитовых руд, марганца (браунит), меди и асбеста;

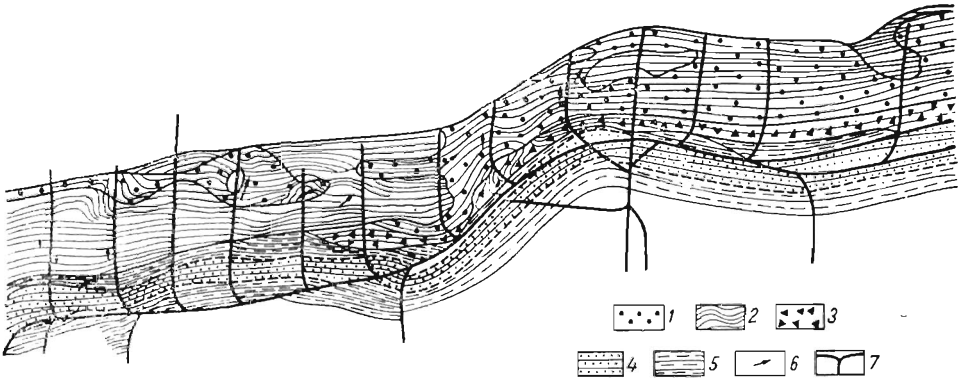


Рис. 295. План рудных залежей месторождения им. Кирова
1 - залежи мартитовых руд пятого горизонта; *2* — джеспилиты пятого горизонта; *3* — залежи магнетит-хлоритовых руд; *4* — магнетит-хлоритовые роговики пятого горизонта; *5* — сланцы; *6* — направление погружения осей мелких складок; *7* — горные выработки

фации амфиболитовой — месторождения магнетита, кианита, наждака, циркона, графита, марганца; фации гранулитовой — месторождения железорудные (магнетит-пироксеновые), ставролита, граната, титаномагнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и др.

При образовании метаморфических месторождений наблюдаются относительно небольшие перемещения рудных компонентов, измеряе-

мые несколькими процентами от общего их количества в породах. Так, по подсчетам автора (Белевцев и др., 1959), перемещения железа в железорудной свите при метаморфическом образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна, основанные на большом фактическом материале, показали перемещение всего лишь 3—4% общего количества железа свиты.

В качестве примера метаморфических месторождений рассмотрим железорудное месторождение им. Кирова в Центральном районе Криворожского бассейна.

Самый продуктивный пятый железистый горизонт, который несет в своем составе подавляющую часть всех запасов богатых железных руд месторождения (рис. 295), сложен синеполосчатыми джеспилитами, состоящими из тонких слоев магнетита (мартита), чередующихся со слоями кварца, нередко содержащего значительное количество тонко распыленного гематита. Складчатая структура месторождения определяется крупным флексурным изгибом пород, в который вовлекаются не только породы пятого железистого горизонта, но и соседние с ним породы.

Главная залежь богатых железных руд, составляющая около 60% всех запасов месторождения, располагается на участке флексурного изгиба и вместе с ним круто под углом около 70° погружается на юг. Слоистость в рудной залежи повторяет флексурный изгиб и, кроме того, образует дополнительную сложную поперечную складчатость. Важно заметить, что часть залежи, которая залегает среди мартитовых джеспилитов, имеет мартитовый (ранее магнетитовый) состав и такую же тонкую полосчатость, другая часть залежи, относящаяся к лежачему боку, находящейся среди магнетит-хлоритовых роговиков, имеет магнетит(мартит)-хлоритовый состав и такую же, как и роговики, грубую полосчатость.

Мелкие залежи являются как бы спутниками главной залежи и располагаются цепочкой по простиранию пород южнее и севернее ее. Эти рудные тела также приурочены к складчатому осложнению поперечного изгиба или дисгармоничного смятия.

Образовались рудные залежи вследствие перемещения железа в зоны поперечной складчатости в период метаморфизма железисто-кремнистой толщи. Процесс рудообразования связан с выносом кремнезема, некоторым привносом железа и тектоническим смятием.

Детальное изучение многочисленных залежей богатых руд магнетитового, мартитового и гематит-магнетитового состава различных месторождений Криворожского бассейна позволило увидеть структурные, геохимические и минеральные изменения пород на контакте с залежами руд, позволяющие раскрыть сущность процесса рудообразования. Сопоставление структуры рудных залежей с вмещающими роговиками и джеспилитами показало, что на контакте руд с неоруденелыми породами часто наблюдается мелкая дисгармоничная плойчатость, особенно интенсивно развитая в узкой приконтактовой зоне рудной залежи. Обычная ширина этой зоны 1—2 *м*.

Для вмещающих роговиков и джеспилитов нехарактерна поперечная открытая складчатость. Они обычно имеют плоскопараллельное залегание, местами нарушенное сжатой изоклинальной складчатостью. Очень показательно изменение отдельных прослоев железистых пород при переходе в руду. В подавляющем большинстве случаев рудные прослои переходят из породы в руду без существенного изменения мощности, хотя довольно часто наблюдается некоторое увеличение мощности рудных прослоев с переходом в руду (рис. 296). Наблюдается также зарождение новых тонких прослоев гематита или магнетита, чаще всего на границе рудного и нерудного слоев.

Иначе изменяются безрудные или малорудные прослои, состоящие

существенно из кварца. Мощность их постепенно или довольно резко уменьшается по мере перехода железистого роговика в руду, а их место занимает обычно тонкая полосочка, сложенная реликтовыми пластиночками гематита. В некоторых случаях безрудные прослои на контакте с рудой частично или полностью замещаются новообразованиями гематита.

Вследствие выклинивания безрудных и утонения полурудных прослоев, восполняемых новообразованиями лишь частично, превращение железистых пород в руды всегда происходит с заметным уменьшением объема. На основании большого количества замеров установлено, что величина усадки изменяется от 20 до 55%.

На месторождениях Северного района Криворожского бассейна получил широкое развитие магнезиально-железистый метасоматоз, там не наблюдается существенного уменьшения мощности, а процесс оруденения пород состоит в новообразовании магнетита и гематита.

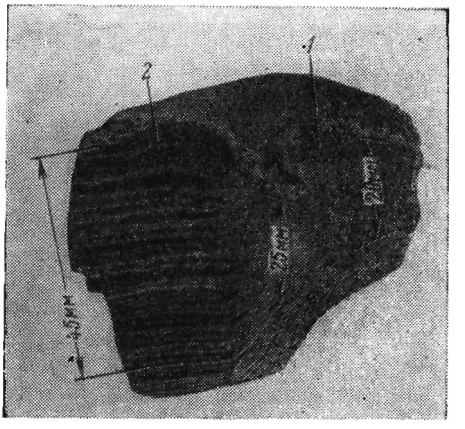


Рис. 296. Контакт руды (*1*) и джеспилита (*2*) с частичным замещением нерудных минералов. Светлые прослои — мартитовые; черные — кварцевые

Железисто-магнезиальный метасоматоз развивается в породах различного литолого-петрографического состава. Он выражается в образовании магний- и железосодержащих амфиболов — куммингтонита, грюнерита и роговой обманки, которые в различных сланцах в силикатно-железистых роговиках замещают минералы метаморфических пород — биотит, хлорит, гранат и кварц. При полном замещении породообразующих минералов амфиболами возникают чаще всего коммунгтонитовые породы за счет кварц-биотитовых сланцев и магнетит-куммингтонитовые породы за счет хлорит-магнетитовых роговиков. Такая максимальная разгрузка из растворов магния в сопровождении двухвалентного железа приурочена к тектонически ослабленным зонам — периклинальным замыканиям складок, шарнирам или другим резким изгибам пород.

Процесс рудообразования начинается с отложения магнетита. Если в железистых роговиках и сланцах первичного динамотермального метаморфизма магнетита 20—40%, то в результате метасоматоза количество его постепенно возрастает до 60—80%, а в рудах массивной текстуры до 90—95%. В конечную стадию метасоматоза развивается крупночешуйчатый гематит по амфиболу (рис. 297).

При железисто-магнезиальном метасоматозе возникает последовательно парагенезис минералов и метасоматическая зональность: куммингтонит, куммингтонит — магнетит и куммингтонит — магнетит — гематит.

Таким образом, формирование метаморфических месторождений происходило на заключительных стадиях метаморфизма и складкообразования, когда породы находились в состоянии апогея пластической деформации, обеспечившей высокую проницаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами явились зоны межпластового послойного перемещения, тонкой трещиноватости и кливажа, образующихся преимущественно на крыльях складчатых структур.

В одних случаях рудный процесс состоял преимущественно в выносе кремнезема и сжатии породы без значительного привноса железа и этого было достаточно для образования богатых железных руд из дже-

спилитов и железистых роговиков. В других случаях основным рудообразующим процессом являлся магнезиально-железистый метасоматоз, приведший к замещению нерудных минералов рудными и образованию залежей богатых руд.

Ультраметаморфические месторождения образуются под действием растворов, поднимавшихся из зон ультраметаморфизма и обогащавшихся рудными компонентами в процессе их возникновения или по пути их движения. Согласно современным представлениям петрогра-

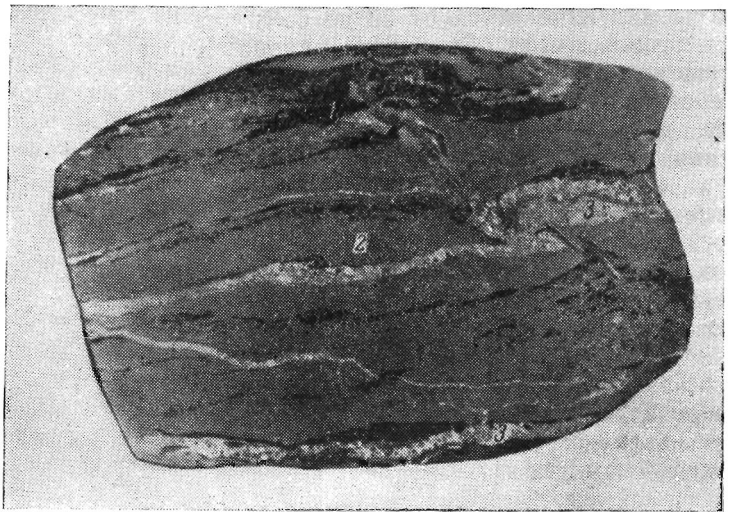


Рис. 297. Амфибол-гематит-магнетитовая руда
1 — амфибол; *2* — магнетит; *3* — гематит

фов (Судовиков, 1964; Шуркин, 1963 и др.), ультраметаморфизм состоит в перекристаллизации, метасоматозе и частичном переплавлении исходного материала. Главной причиной возникновения ультраметаморфизма является поток тепловой энергии из подкоровых глубин, который при наличии в породах воды и необходимого давления приводит к частичному переплавлению и перекристаллизации пород, что чаще всего отвечает уровню амфиболитовой и гранулитовой ступени.

В зоне ультраметаморфизма в большинстве случаев отмечается привнос щелочей и кремния, вынос железа, магния, кальция, редких и цветных металлов. По-существу, в этой зоне возникают метаморфические растворы, которые приобретают свойства рудообразующих, а дальнейшее их продвижение в область пород низких ступеней метаморфизма при благоприятных условиях вызывает рудообразование.

Кроме того, эти высокотемпературные растворы, обладающие высокой растворяющей способностью, по пути своего следования могли проходить через пласты и горизонты, обогащенные рудными компонентами, экстрагировать и переносить их в более высокие горизонты.

Ультраметаморфические месторождения возникают благодаря глубокой дифференциации вещества при метаморфизме и перемещению рудных компонентов далеко от места их экстракции. Характерными для ультраметаморфических месторождений являются: щелочной (K, Na), магнезиально-кальциево-углекислый метасоматозы, окварцевание, а также образование кварцеворудных, карбонаторудные, пегматитовых и аплитовых жил, несущих рудные минералы. Иногда образуются прожилковые, штокверковые месторождения или месторождения, пред-

ставленные вкрапленными рудами и рудными жилами. Ультраметаморфические месторождения характерны для урана, меди, железа, титана и некоторых редких элементов. Ультраметаморфические месторождения размещаются среди складчатых и складчато-разрывных структур.

В отличие от метаморфизованных и метаморфических месторождений, ультраметаморфические месторождения образуются за счет привноса рудных компонентов метаморфическими гидротермальными растворами в область рудоотложения.

Характерными особенностями ультраметаморфических месторождений являются:

1) широкое развитие зон щелочного (K и Na) метасоматоза, которому подвержена большая группа алюмосиликатных пород (сланцы, гнейсы, силикатные железистые роговики и др.);

2) рудные тела размещаются среди щелочных пород по наложенным зонам смятия и смещения с парагенезисами, характерными для регрессивного метаморфизма;

3) метасоматические образования накладываются на породы различных ступеней регионального метаморфизма, не имеют широкого площадного развития и относятся к локальным, хотя иногда и протяженным зонам;

4) рудные месторождения и процессы изменения пород нередко развиваются по зонам глубинных разломов, протягивающихся на сотни, а иногда и тысячи километров, образуя протяженные рудные пояса с однотипной минерализацией;

5) в формировании месторождений главную роль играют метасоматические процессы;

6) интрузивные тела гранитоидов и малые интрузии основных пород являются более поздними по отношению к ультраметаморфическим месторождениям.

Ультраметаморфические месторождения характерны для архейских и особенно для протерозойских формаций щитов и оснований древних платформ, однако в ряде мест к ним, вероятно, можно отнести месторождения, размещенные в палеозойских структурных этажах, образовавшиеся вследствие ультраметаморфизма в нижних горизонтах складчатой структуры.

В структурном отношении наиболее благоприятными для размещения ультраметаморфических месторождений являются складчато-трещинные структуры расслоенных метаморфических пород, часто приуроченные к зонам глубинных разломов краевых прогибов.

Зоны глубинных разломов краевых прогибов располагаются на границе краевых прогибов и внутренних геосинклинальных областей. Эти зоны чаще всего закладываются в начальном периоде геосинклинального развития, являются конседиментационными с верхним структурным ярусом, хорошо выражены широкой полосой многократного смятия пород, наложенной минерализацией, сменой фаций и формаций пород, большим градиентом мощностей и различными ступенями метаморфизма пород. Такие зоны часто прослеживаются на границе архея и протерозоя. Архейские породы сильно гранитизированы, обычно представлены мигматитами и реоморфическими гранитами. Протерозойские менее гранитизированы и в большей своей части сложены расслоенными гнейсами и кристаллическими сланцами, подвергшимися метасоматическим изменениям (рис. 298). Зоны краевых прогибов геосинклиналей преобразуются в сложные синклинории с глубоким заложением до 4—8 *км*. В пределах синклинориев породы образуют сложные складчато-трещинные структуры с послойными перемещениями отдельных слоев, в результате чего возникают расслоенные легко про-

ницаемые зоны, особенно в местах замыкания синклиналей и поперечных изгибов пластов.

На складчатые синклинорные полосы пород, протягивающиеся вдоль глубинных разломов, накладываются разрывные структуры, которые на разных этапах метаморфизма и особенно ультраметаморфизма служили путями перемещения растворов. Эти складчато-разрывные зоны и явились местами развития наложенного минералообразования и связанного с ним рудообразования. Наиболее интенсивно рудообразование наблюдается в узлах сложной складчатости, сочетающейся с разрывными структурами.

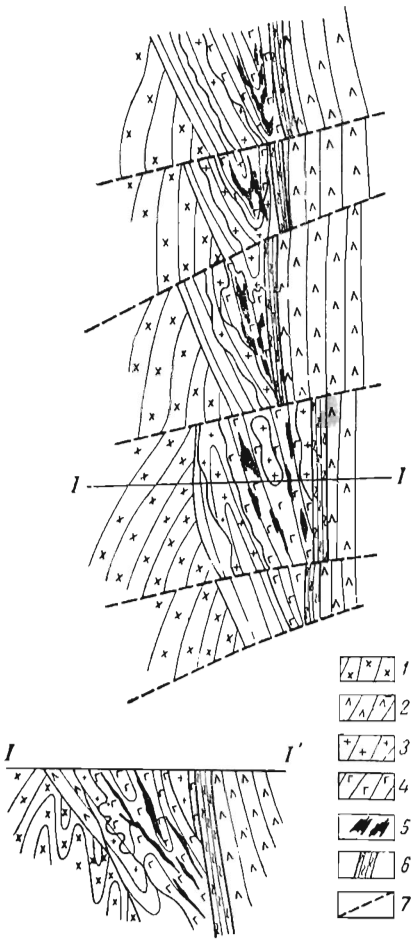


Рис. 298. Схема строения зон глубинных разломов краевых прогибов Украинского щита

1 — архейские мигматиты; *2* — протерозойские гнейсы, биотитовые и кристаллические сланцы; *3* — микроклиниты; *4* — альбититы; *5* — рудные залежи; *6* — зона разлома; *7* — поперечные смещения

Изменение пород и рудообразование в этих зонах находятся в прямой зависимости от исходных пород и состава поднимающихся растворов из зон ультраметаморфизма. Исходные растворы по пути своего следования меняли состав, вследствие того, что они экстрагировали различные элементы из пород, через которые проходили и переносили их к месту отложения.

В одних случаях в зонах краевых прогибов и глубинных разломов развивался щелочной метасоматоз. На первом этапе этого процесса проявлялся калиевый метасоматоз, выраженный в образовании микроклиновых пород, нередко почти чистых микроклинитов. Замещению подвергаются плагиоклаз и кварц гнейсов и мигматитов. На втором этапе развивались натрийсодержащие минералы: альбит, эгирин и щелочные амфиболы. Отчетливо наблюдается зависимость возникновения того или иного комплекса минералов от исходного состава пород. Альбит образуется по плагиоклазу, микроклину, кварцу и другим минералам гнейсов, микроклинитов и мигматитов. Часто образуются почти мономинеральные альбитовые породы — альбититы или частично альбитизированные гнейсы. Эгирины и эгириниты в значительных масштабах возникают по железистым роговикам и джеспилитам, где есть достаточное количество кремнезема и железа. Щелочные амфиболы (родузит, глаукофан, рибекит) образуются по куммингтониту и биотиту.

Метасоматический процесс завершается образованием относительно низкотемпературного парагенезиса таких минералов как доломит, анкерит, кальцит, иногда эпидот, хлорит, с которыми часто ассоциируются рудные минералы: гематит, пирротин, уранинит, галенит, апатит, циркон и сфен. Иногда по относительно узким зонам смятия среди альбититов развиваются прожилки и вкрапления хлорита, эпидота, настурана, серицита и карбонатов, образующих тесные прорастания.

Для этого типа структур характерны месторождения железо-урановых и силикатно-урановых формаций. Месторождения этого типа встречаются только в местах интенсивного щелочного и карбонатного метасоматоза, хотя и относятся к завершающим стадиям этого процесса. Обычно железо-урановые месторождения размещаются в участках интенсивной складчатости железисто-сланцевых пород, представленных крупными центроклинальными замыканиями или поперечными изгибами пластов по простиранию и падению (рис. 299). В зоне складок развиты послойные срывы, интенсивная мелкая трещиноватость, кливаж и пористость, создающие проницаемость пород. Рудные тела имеют преимущественно форму пластовых согласных тел, уплощенных

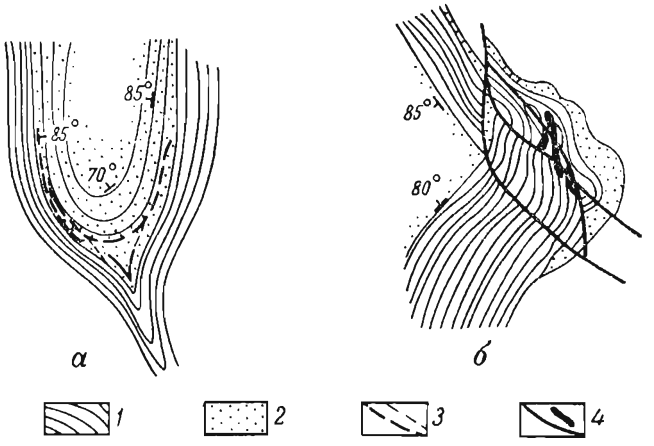


Рис. 299. Схема строения месторождений, приуроченных к центроклинальному замыканию синклинали (*а*) и перегибу, осложняющему крыло сжатой складки (*б*). *По Л. Лукину и Е. Сонюшкину,* 1958

1 — породы роговиковой толщи; *2* — породы сланцево-карбонатной толщи; *3* — дорудные тектонические нарушения; *4* — рудные тела

линз или уплощенных рудных столбов, погружающихся на глубину согласно со складчатостью.

Примером такого типа месторождений является Канадский пояс урановых, медных и полиметаллических месторождений, особенно в его юго-восточной части, где он представлен месторождениями Эльдорадо и Контакт, а также месторождениями озер Атабаска и Мичиган.

Образование этих месторождений некоторые местные геологи связывают с метаморфическими процессами. Генетическая связь месторождений с гранитными интрузиями опровергается на следующих основаниях:

1) рудоконтролирующие сбросы смещают многие более молодые, чем граниты, интрузивы. Следовательно, интервал между интрузией гранитов и развитием сбросов был достаточно велик;

2) наиболее крупные сбросы выполнены гигантскими жилами кварца, свидетельствующими об огромном количестве растворов, прошедших через них; правильнее считать эти жилы метаморфогенными, а не магматогенными;

3) молодые диабазы секут рудные тела и не несут околорудных изменений;

4) абсолютный возраст месторождений (1400±50 млн. лет) отвечает времени образования метаморфических минералов пород.

В других случаях с глубинными разломами краевых прогибов связаны месторождения железа, меди, урана и других металлов, которые не сопровождаются щелочным метасоматозом. В качестве примера

приведем Сингбумский рудный пояс, расположенный в штате Бихара и Орисса в Индии.

Сингбумский рудный пояс приурочен к зоне глубинного разлома, проходящего на границе двух докембрийских систем: Восточно-Гатской и Сатпурской. Зона разлома имеет складчато-сколовое строение и протягивается более чем на 150 *км* при ширине в несколько километров, а в отдельных местах до 15—20 *км*. С юга и севера зона ограничена главными сколовыми плоскостями, которые отделяют породы, развитые в зоне, от вмещающих ее образований (рис. 300). Породы в пределах зоны представлены пластами метаморфических полевошпатово-слюдяных сланцев и гнейсов, кварц-хлорит-магнетитовых и кварц-мусковит-биотитовых сланцев, которые содержат пачки полосчатых кварцитов и магнетитовых кварцитов. Иногда встречаются пласты базальных конгломератов. К северу от зоны залегают грубокристаллические слюдяные сланцы, содержащие гранат, ставролит и кианит и отвечающие гранулитовой ступени метаморфизма. К югу от зоны залегают филлиты, сланцы, песчаники, полосчатые гематитовые кварциты и вулканические породы; эти породы отвечают ступени метаморфизма зеленых сланцев.

Внутренняя структура Сингбумской зоны определяется складчатыми формами, которые сопрягаются с разрывами. Выделяются продольные и поперечные складки. Среди продольных четко выступают две главные антиклинали, разделенные плоскостью скола. Южная антиклиналь сложена пластами хлоритовых сланцев, северная — кварц-мусковит-биотитовыми сланцами. Поперечные складки образовались вследствие поднятий и опусканий вдоль осей продольных антиклиналей.

В пределах зоны выделяется три типа разрывных нарушений: секущие продольные сколы с северо-восточным простиранием и вертикальным падением, продольные сколы с простиранием на северо-запад и пологим падением на юго-запад, рассланцевание или кливаж течения в хлорито-биотитовых и других сланцах.

В пределах Сингбумской зоны наблюдаются не только породы разных ступеней метаморфизма, но и мигматизации. Последняя преимущественно развита в западной и восточной частях зоны, где они приурочены к депрессиям, размещенным на флангах максимальных поднятий продольных складок. Фронт мигматизации, очевидно, не выходил за пределы зоны скалывания (Бенарджи, 1964). В пределах Сингбумской зоны известны три типа рудных месторождений: апатит-магнетитовые, медно-сульфидные и урановые.

Апатит-магнетитовые месторождения тяготеют к мигматизированным хлоритовым сланцам. Они представлены линзами длиной 4—5 *м* и мощностью 0,1—0,3 *м*. Образование их, по мнению А. Бенарджи (1964), происходит в процессе мигматизации, развивающейся в пределах зоны скалывания. Метаморфические растворы, обогащенные CaO, FeO, MgO, TiO_2 и P_2O_5, поступали в хлоритовые сланцы, где в условиях понижения температуры и давления нарушалось равновесие растворенных веществ, что вызывало кристаллизацию апатит-магнетитовых руд в пористых послойных зонах сланцев.

Медно-сульфидные руды залегают среди хлоритовых сланцев в измененных основных породах и рассланцованных измененных плагиогранитах. Руда сложена халькопиритом, меньше пирротином, пентландитом, пиритом и миллеритом. Самым крупным и изученным месторождением является Масабани. Залежь медных руд на этом месторождении прослежена непрерывно на 4—5 *км* с мощностью от 0,3 до 15 *м*. На глубину залежь вскрыта более чем на 700 *м*. Размещена она среди рассланцованных и хлоритизированных основных пород, плагиоклазовых гранитов и кварц-хлорито-биотитовых сланцев (рис. 301). На

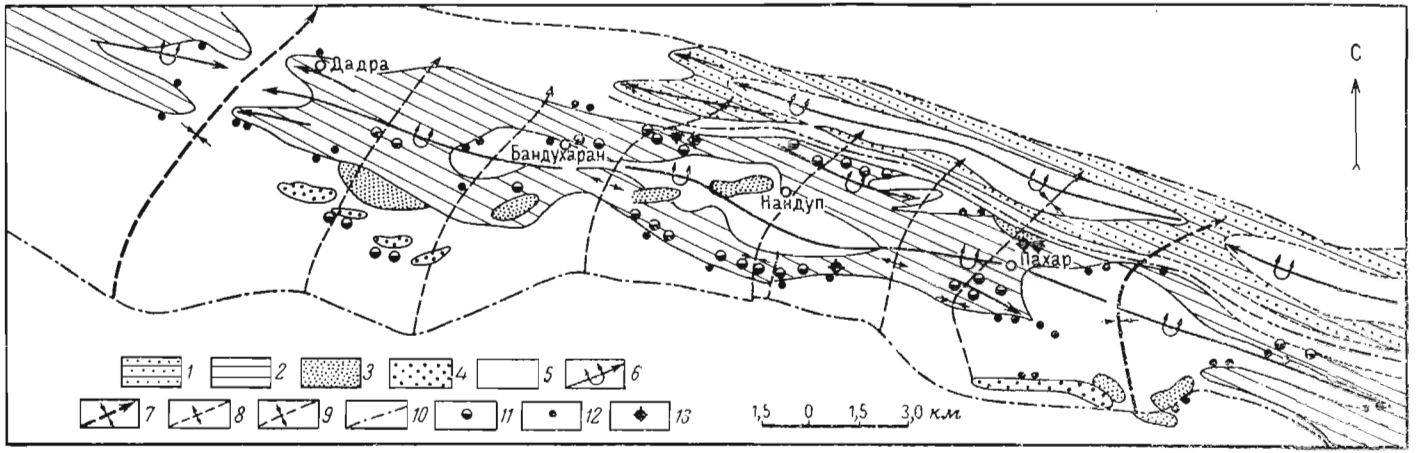


Рис. 300. Структура Сингбумской зоны. *По А. Бенарджи*

1 — кварц-мусковит-биотитовые кристаллические сланцы; *2* — хлоритовые сланцы; *3* — кварциты; *4* — конгломераты; *5* — полевошпатовые гнейсы и кристаллические сланцы; *6—9* — оси складок и направление их погружения: *6* — главных антиклинальных складок, *7* — главных синклинальных секущих складок, *8* — вторичных антиклинальных секущих складок, *9* — вторичных синклинальных поперечных складок; *10* — границы главных площадей скалывания; *11—13* — рудопроявления: *11* — медные, *12* — апатит-магнетитовые, *13* — радиоактивных минералов

месторождении медные руды представлены сульфидными прожилковыми, вкрапленными и кварц-сульфидными жилами.

В забоях шахты Масабани хорошо видно размещение вкрапленных руд в рассланцованных и измененных основных породах и плагио-

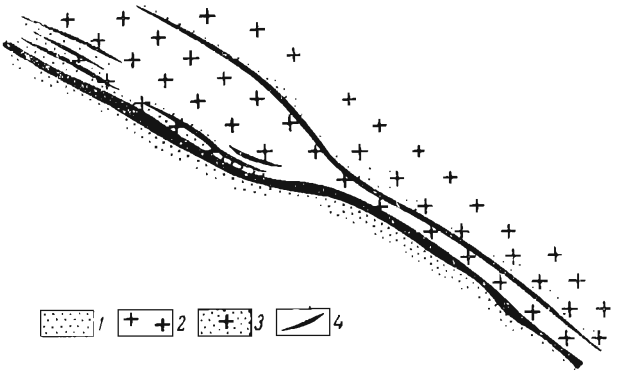


Рис. 301. Схема рудных тел рудника Масабани

1 — кварц-хлоритовые сланцы; *2* — граниты; *3* — рассланцованные граниты; *4* — медная руда с Cu (2,8—6,5%), Ni и Co (десятые доли процента)

клазовых гранитах, преимущественно на границе с останцами менее измененных основных пород и гранитов (рис. 302).

Околорудные изменения выражаются в образовании зон биотити-

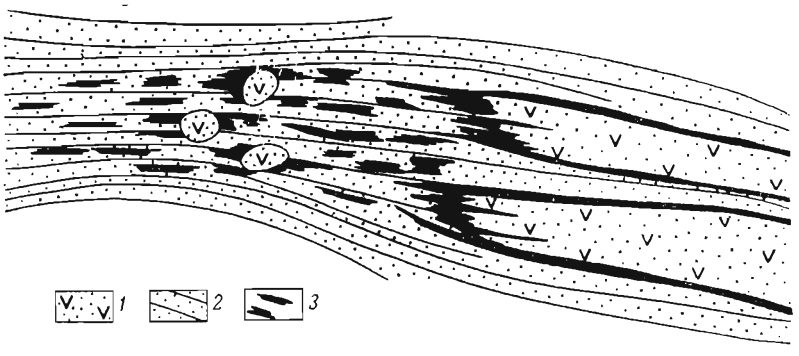


Рис. 302. Вкрапленные руды рудника Масабани

1 — останцы измененных основных пород; *2* — хлорит-биотитовые сланцы; *3* — вкрапления медных руд

зации, затем пропилитизации и мусковитизации. Изменение пород сопровождается уменьшением в породах SiO_2, Na, Cl и увеличением K, Fe, Mg, H_2O и CO_2. Процесс оруденения состоял в привносе Cu, Ni и Co.

Температура образования руд Масабани была определена К. Кажешевара Рао (1964) для пирротин-пирита 325—490°, для халькопирита 340°. По мнению большинства индийских геологов, медные руды Сингбумского пояса образовались вследствие мигматизации — ультраметаморфизма основных вулканических толщ. В зонах гранитизации температура была достаточной, чтобы при перекристаллизации и частичном выплавлении пород медные и сопутствующие им компоненты составили рудные растворы, которые переместились в зоны низких ступеней метаморфизма, где создались благоприятные структурно-литологические условия и температурный градиент для рудоотложения.

Структурные условия размещения метаморфогенных месторождений в докембрийских щитах

Структурные условия являются одним из главных факторов образования и размещения метаморфогенных месторождений. В связи с тектоническими движениями в ранние этапы происходило накопление рассеянных металлов в зонах геосинклинальных рвов, краевых прогибах или во внутренних геосинклинальных зонах. В средние этапы развития вследствие тектонических движений происходила пластическая деформация пород, возникали расслоенные породы, благоприятные для движения растворов и переноса рудных компонентов из мест их мобилизации к местам осаждения.

Образовавшиеся таким путем рудные скопления характерны для собственно метаморфических месторождений, вследствие чего чаще всего они приурочены к трещинно-складчатым структурам, размещенным среди крупных складчатых поясов. В этих случаях размещение метаморфогенных месторождений контролируется широкими складчатыми полосами метаморфических пород, нередко протягивающихся на несколько сот километров, образуя рудные пояса.

Ультраметаморфические месторождения, как было указано выше, приурочиваются к зонам глубинных разломов конседиментационного типа.

По характеру структур, контролирующих размещение метаморфогенных месторождений, на щитах можно выделить три типа рудных поясов.

Рудные пояса, расположенные вдоль складчатых зон подвижных поясов, представлены многочисленными мульдообразными складками верхнего структурного яруса, которые сложены протерозойскими породами, врезанными в архейский фундамент. Складки или мульды имеют сложные очертания, сильно усложнены более мелкими складчатыми структурами. Разрывные формы относительно редки и существенной роли в размещении рудных тел не играют. Среди пород, слагающих верхний структурный пояс, размещены пластовые, линзовидные и другой формы вытянутые залежи медных, железных, золото-урановых и других руд метаморфизованного и собственно метаморфического происхождения. К этому типу рудных поясов относятся медный пояс Замбии и Конго (Киншаса), пояс золото-урановых месторождений Канады, железорудные месторождения Южного Урала (Бакальского типа), месторождения железа верхней свиты Криворожского бассейна и др.

Рудные пояса, расположенные вдоль глубинных разломов и складчатых зон краевых прогибов, представляют собой относительно узкие синклинорные полосы, ограниченные зонами глубинных разломов (см. рис. 298). Синклинорные полосы пород сложены глубокозаложенными сжатыми складками, часто опрокинутыми в сторону древнего цоколя. Эти полосы складчатых пород развились из краевых прогибов протерозойских геосинклиналей, сложенных метаморфическими породами осадочного и вулканогенного происхождения: кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, метабазитами. Зоны глубинных разломов отделяют складчатую полосу краевого прогиба от пород внутренней геосинклинали и обычно представлены многочисленными полосами милонитов, брекчий, плоскостей сколов и смятий, в сильной степени измененных наложенными метасоматическими образованиями.

Контролирующими оруденение структурами в таких поясах являются: складчато-трещинные и складчато-разрывные формы в синклинориях и зоны дробленых и смятых пород в пределах глубинных разломов. Для этих поясов характерны как собственно метаморфические, так и ультраметаморфические месторождения меди, железа,

и других металлов. В качестве примера можно назвать протерозойский Криворожско-Кременчугский рудный пояс СССР, Сингбумский рудный пояс Индии, Аньшаньский рудный пояс Китая, Западно-Канадский рудный пояс Канады и другие.

Рудные пояса, расположенные вдоль глубинных разломов геосинклинальных рвов, возникают в зонах внутренних геосинклиналей и отличаются накоплением больших масс вулканического материала основного и ультраосновного состава.

В современных метаморфизованных, а нередко и гранитизированных породах эти пояса выделяются полосами метабазитов и ультрабазитов, характерных для архейских толщ. К метабазитам и ультрабазитам приурочены рудопроявления и многочисленные месторождения медных, медно-никель-кобальтовых руд, образовавшихся вследствие метаморфической дифференциации, приведшей к концентрации металлов в благоприятных складчато-трещинных структурах.

К этому типу рудных поясов можно отнести: Верховцево-Чертомлыкскую зону метабазитов и сланцев на Украине с рудопроявлениями железа, меди и никеля, медные месторождения Верхнего Озера в США и Канаде в осадочно-эффузивной толще и др.

Приведенные данные характеризуют пояса метаморфогенных рудных месторождений в зависимости от региональных тектонических структур. В их пределах локализация и морфология рудных тел определяются характером местных рудовмещающих структур (табл. 61).

Рудные тела в согласных складчатых структурах характерны для метаморфизованных и собственно метаморфических месторождений. Рудные тела, связанные с пористо-трещинными складчатыми структурами, характерны для метаморфических месторождений; рудные тела в секущих структурах крупных разломов — для ультраметаморфической группы месторождений. Очень часто встречаются сложные комбинированные структуры месторождений, такие, как складчато-сбросовые или складчатые из зон милонитов и другие, приводящие к образованию очень сложных форм залежей.

О зональности метаморфогенных месторождений

Зональность метаморфогенных месторождений определяется первичным составом пород и ступенями метаморфизма или метаморфическими фациями.

Первичный состав осадочных и вулканогенных пород имеет исключительное значение в размещении всех групп метаморфогенных месторождений. Для метаморфизованных месторождений первичным составом пород и содержанием в них рудных компонентов определяются закономерности пространственного размещения месторождений. Региональная зональность выражается в смене рудоносности различных формаций по простиранию подвижной зоны. В качестве примера можно привести известные нижнепротерозойские толщи пород в Канаде, Южной Африке и на других щитах, которые в одних местах содержат золото-урановые конгломераты, в других — железорудные джеспилиты, в третьих — пласты богатых железных руд.

Локальная зональность во многих случаях хорошо проявляется на осадочно-метаморфических месторождениях, где она находится в зависимости от переслаивания различных пород в пределах пласта или горизонта. На месторождениях бедных железных руд джеспилитовой формации (Кривой Рог, Верхнее Озеро, Сингбум и др.) наблюдаются рудные пласты комплексного состава, состоящие из пачек магнетитовых джеспилитов, магнетит-хлоритовых роговиков и хлорит-магнетитовых сланцев. Такое переслаивание в пределах одного горизонта образовалось вследствие различного состава исходных осадков.

Таблица 61

Рудовмещающие структуры метаморфогенных месторождений

Рудовмещающие структуры	Тип рудоотложения	Наиболее часто встречающиеся формы рудных залежей
I. Рудные тела в согласных структурах метаморфических пород		
Подгруппа рудных тел, связанных со складчатыми структурами		
Отслоение в шарнирах складок	Выполнение полостей	Седловидные жилы
Пористо-трещинные в замках складок	Метасоматическое замещение	Пластовые залежи, шарнирные залежи, уплощенные рудные столбы
Пористо-трещинные в крупных флексурных изгибах	То же	Уплощенные рудные столбы и линзы
Сложноскладчатые, плойчатые, кливажные	„ „	Пластовые залежи, рудные столбы
Крупные простые складки	Накопление в осадках и эффузивах, перекристаллизация при метаморфизме	Рудные пласты метаморфизованных месторождений
Подгруппа рудных тел, связанных с пористо-трещиноватыми структурами		
Межпластовые срывы и дробление	Выполнение полостей и метасоматоз	Пластовые рудные залежи
Пористо-трещинные в „благоприятных" пластах	Метасоматическое замещение	Пластовые залежи вкрапленных и сплошных руд
II. Рудные тела в секущих структурах крупных разломов		
Мелкотрещинные и пористые зоны разрывных структур	Метасоматическое замещение, выполнение пустот и трещин	Пластообразные залежи, рудные столбы
Зоны милонитов и бластомилонитов	Выполнение полостей, метасоматоз	Штокверки, сложной формы залежи
Сбросовые и сдвиговые полости	Выполнение полостей	Рудные столбы, крупные жилы
Трещины отрыва	Выполнение пустот	Секущие рудные жилы

В данном случае первичными эквивалентами были хемогенные железисто-кремнистые осадки, сменившиеся железистыми силикатами и кремнистыми образованиями и, наконец, железистыми силикатами и терригенными осадками.

Для собственно метаморфических месторождений исходный состав пород также имел решающее значение для зонального размещения. Локальная зональность выражается обычно в поясовом расположении рудных залежей, отличающихся своим минеральным парагенезисом и приуроченных к пластам или горизонтам различного исходного состава. Наиболее распространенным типом метаморфических месторождений являются такие, которые образовались в пределах пластов, богатых рудным компонентом. В зависимости от первичного состава пластов определяется минеральный состав рудных залежей. Среди джеспилитов, имеющих кварц-магнетитовый состав, образуются магнетитовые руды с небольшим количеством кварца, среди хлорит-магнетитовых роговиков возникают хлорит-магнетитовые руды или, в случае железисто-магнезиального метасоматоза, куммингтонит-магнетитовые. Среди вулканогенных пород образуются вкрапленные медно-никелевые

руды, а в породах с повышенным содержанием урана — залежи урановых руд.

Первичная рудоносность свит и серий осадочных пород при метаморфизме и метаморфической дифференциации приводит к образованию не только различных месторождений, но и целых рудных поясов, нередко вытягивающихся параллельно на большие расстояния. В качестве примера приведем Криворожско-Кременчугскую структурно-металлогеническую зону Украины, в пределах которой выделяются два рудных пояса, протягивающихся параллельно вдоль всей зоны: Криворожско-Кременчугский железорудный пояс и Ингулецкий пояс комплекса железорудных, сульфидных и редкометальных рудопроявлений. Криворожско-Кременчугский железорудный пояс приурочен к синклинорной зоне железисто-кремнистых пород нижнепротерозойской геосинклинали и представлен многочисленными месторождениями бедных и богатых железных руд. Ингулецкий пояс приурочен к зоне глубинного разлома и сопряженных с ним пород, несущих скопления сульфидов и окислов цветных и редких металлов.

В случае ультраметаморфических месторождений первичный состав пород предопределяет образование различных парагенезисов рудных минералов и сказывается на взаиморасположении рудных залежей. Фронт восходящих растворов щелочного состава, проходя через алюмосиликатные сланцы или гнейсы, приводит к образованию альбититов, в железистых роговиках — к образованию эгиринитов, а в амфиболовых сланцах — к ощелачиванию роговых обманок и образованию родузита, рибекита и глаукофана.

Метаморфические фации имеют большое значение в формировании метаморфогенных месторождений различного состава. Как известно, для различных ступеней метаморфизма, зависящих от величины давления и температуры, выделяется шесть фаций метаморфизма, отличающихся минеральным составом.

Метаморфогенные месторождения характеризуются минеральными парагенезисами, отвечающими таким фациям метаморфизма, в пределах которых они образовались. В связи с этим среди одинаковых исходных пород могут возникнуть месторождения различного минерального состава.

Для некоторых изученных случаев состав месторождений меняется в зависимости от метаморфических фаций (табл. 62).

Таблица 62

Состав метаморфических месторождений в зависимости от исходных пород

Исходные породы	Состав главнейших рудных парагенезисов		
	Фация зеленых сланцев	Фация амфиболитовая	Фация гранулитовая
Алюмосиликатные железисто-кремнистые осадки	Хлорит, магнетит, сидерит	Амфибол, магнетит гематит	Пироксен, магнетит, гранат
Железисто-кремнистые осадки	Кварц, магнетит (тонкокристаллические тонкополосчатые)	Кварц, магнетит (среднекристаллические не четко полосчатые)	Кварц, магнетит (крупнокристаллические с едва заметной реликтовой полосчатостью)
Рудные вулканиты	Хлорит, халькопирит, пирит	Амфибол, пирротин, халькопирит	Пироксен, пентландит, пирротин, халькопирит
Конгломераты и песчаники	Серицит, хлорит, настуран, халькопирит	Амфибол, мусковит, уранинит, магнетит, халькопирит, пирротин	Магнетит, пироксен, гранат, пентландит, халькопирит

Сменой метаморфических фаций объясняется зональность в размещении рудных месторождений вдоль рудных поясов. В одних районах, как, например, в центральной части Криворожского бассейна, месторождения имеют хлорито-магнетитовый состав и отвечают фации зеленых сланцев, а в северной части Криворожья рудные залежи имеют амфибол-магнетитовый состав и отвечают амфиболитовой фации. В других районах железорудные месторождения представлены пироксен-магнетит-гранатовым парагенезисом, соответствующим гранулитовой фации.

Аналогичная картина смены состава парагенезисов руд наблюдается на марганцевых месторождениях Индии. В породах хлорит-биотитового состава, отвечающих низкотемпературной ступени метаморфизма, залежи марганцевых руд представлены браунитом наряду с пиролюзитом и манганитом. Среди хлорит-гранатовых пород обнаружен биксбиит, а в ставролит-силлиманитовых породах впервые появляются джакобсит и вреденбургин (марганцевый ильменит).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфогенное рудообразование является неотъемлемой частью процессов метаморфизма и ультраметаморфизма пород и протекает в тех же физико-химических условиях.

Метаморфизм горных пород, как известно, происходит под воздействием температуры, давления и химически активных растворов. Главнейшим в составе растворов является вода, содержащая углекислоту, щелочи и кислород, которые определяют химическую активность метаморфических растворов. По мере развития метаморфизма возрастает роль щелочей; при ультраметаморфизме они являются главными подвижными компонентами, определяющими ход процесса.

Различное влияние на ход метаморфизма оказывают гидростатическое и одностороннее давление. Возрастание гидростатического давления удерживает растворенные вещества в растворе, повышает температуру кристаллизации минералов, тогда как увеличение одностороннего давления понижает температуру кристаллизации, приводит к деформации пород, чем увеличивает их проницаемость, что, в свою очередь, увеличивает химическое влияние растворов на породы. Гидростатическое давление проявляется в газовой, жидкой и твердой среде, одностороннее — только в твердой и пластической.

Регионально-динамотермальный метаморфизм и связанное с ним оруденение развиваются в пределах подвижных поясов земной коры вследствие совместного действия гидростатической нагрузки одностороннего давления, температуры и химически активных растворов.

В весьма общей схеме (рис. 303) в пределах подвижных поясов земной коры возникали следующие зоны метаморфизма пород, последовательно сменяющие одна другую: 1) зеленых сланцев ($t°$ = = 300—500° С, P = 3—4 *кбар*), 2) амфиболитовая ($t°$ = 500—600° С, P = 4—5 *кбар*), 3) гранулитовая ($t°$ = 1000° С, P = 8—10 *кбар*), 4) эклогитовая ($t°$ = 1000° С, P = 10 *кбар*).

Кроме того, многие авторы (Д. Тернер, Дж. Ферхуген, Н. Елисеев и др.) выделяют еще две метаморфические фации: 1) цеолитовую — самую начальную; минеральные ассоциации этой фации рассматриваются как переходные между глубинным диагенезисом и региональным метаморфизмом; 2) глаукофановых сланцев, выделяемую из состава фации зеленых сланцев, формирующуюся при той же температуре, но при более высоком давлении.

Эта общая схема динамотермального (регионального) метаморфизма подвижных зон в конкретных геологических условиях усложнялась вследствие неравномерной теплопроводности пород в различных

полях тектонических напряжений, которые способствовали образованию микрозон форсированного метаморфизма и участков, где преобразование пород происходило при более высоких температуре и давлении.

Так, в зоне зеленых сланцев возникали интенсивно складчатые участки, где образовывались амфибол-гранатовые или слюдисто-ставролитовые породы, отвечающие амфиболитовой ступени метаморфизма. В других слабопроницаемых участках среди пород, отвечающих амфиболитовой фации, сохранились породы ступени зеленых сланцев. Формирование метаморфизованных и метаморфических месторождений, как уже указывалось, происходило в тех же физико-химических условиях, что и формирование пород, среди которых они залегают. В связи с этим парагенезисы рудных минералов отвечают метаморфическим фациям пород, среди которых образовались месторождения (табл. 63).

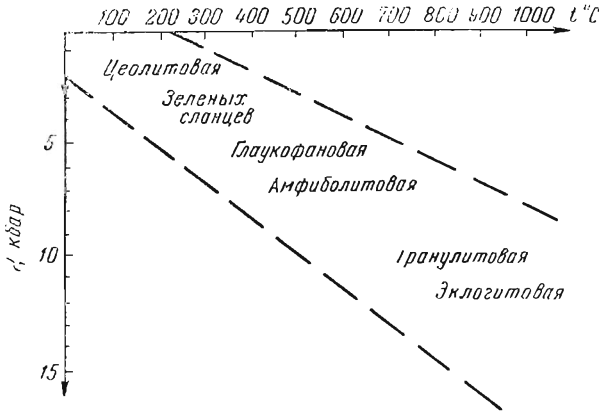


Рис. 303. Схема физических условий возникновения метаморфических фаций. *По Н. Елисееву, Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену*

Рассмотрим главнейшие термодинамические и физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений. Поскольку все группы метаморфогенных месторождений являются продуктами регионального метаморфизма, включая его наивысшую стадию — ультраметаморфизм, параметры их образования рассматривают вместе.

Температура и тепловой режим

Температура является главным термодинамическим параметром регионального метаморфизма и обусловленного им рудообразования, определяющим тепловой режим процесса, возникновение различных парагенезисов минералов и смену метаморфических фаций.

Метаморфические реакции — преимущественно реакции дегидратации. Гидратные минералы постепенно заменяются безводными или содержащими меньше воды. Гидроокислы железа — гидрогётит, гётит, гидрогематит — заменяются гематитом или магнетитом; глинистые минералы, в зависимости от их состава — хлоритом, серицитом, биотитом, а при более высокотемпературных условиях — мусковитом, полевым шпатом, гранатом, кианитом и т. д. Обычно эти реакции эндотермичны и идут с поглощением значительных количеств тепла.

По подсчетам Дж. Ферхугена, метаморфизм проходит при очень большом потреблении тепловой энергии. Так, для преобразования пород до средних ступеней метаморфизма (нагрев до 300° С) необходимо 75 *кал* на 1 *г* породы, а для частичного выплавления — 125 *кал/г*.

Источником такого тепла может быть первичная теплота Земли, радиоактивный распад, сжатие и трение, возникающее при тектонических деформациях, тепло магматических интрузий, экзотермический эффект химических преобразований и, наконец, направленный поток тепловой энергии из верхней мантии в подвижных зонах земной коры.

Рассматривая метаморфическую фацию как систему, достигшую состояния равновесия в определенном термодинамическом диапазоне

Таблица 63

Рудные парагенезисы метаморфогенных месторождений в фациях регионального метаморфизма

Фация	Важнейшие минеральные ассоциации пород	Главнейшие парагенезисы рудных минералов	Примеры руд и месторождений
Цеолитовая	Кварц — альбит — пумпеллиит	Марказит — пирит — пумпеллиит	Миндалевидные медные руды Мичигана
	Кварц — ломонтит — сфен — селадонит	Серицит — спекулярит	Железнослюдковые сланцы
Зеленых сланцев	Кварц — мусковит — хлорит	Хлорит — сидерит — магнетит	Сидерит — магнетитовые, хлорит-магнетитовые и гематит-магнетитовые роговики и джеспилиты, такениты и итабириты
	Кварц — альбит — биотит	Кварц — магнетит — гематит	Сидерит-магнетитовые и гематит-магнетитовые месторождения богатых руд многих щитов мира (Украинского, Индийского, Канадского и др.)
	Кварц — альбит — эпидот — альмандин и др.	Железистый сфалерит-халькопирит	Марганцевые руды Индии и Африки
		Халькозин — борнит (со структурами распада)	Медные и медно-колчедановые руды Замбии, Урала и др.
		Браунит — гаусманит — родохрозит	
Глаукофановая	Кварц — спессартин-стильпномелан — глаукофан	Глаукофан — магнетит — гематит	Куммингтонит - магнетитовые руды (Кривой Рог, КНР и др.)
		Куммингтонит — магнетит	
	Кварц — кроссит — эгирин	Спессартин — биксбиит — холландит	Силикатные и карбонатные марганцевые руды Индии
	Эпидот — мусковит — хлорит — глаукофан и др.		
Амфиболитовая	Кварц — кианит — ставролит — плагиоклаз — слюда	Кварц — плагиоклаз — кианит	Железные руды, магнетитовые с апатитом и роговой обманкой; кианит, силлиманит, графит, ильменит, марганцевые руды (Индия, СССР, Канада, Бразилия)
	Кварц — альмандин — плагиоклаз — слюда	Апатит — магнетит	
	Роговая обманка — плагиоклаз — эпидот	Роговая обманка — магнетит — альмандин	
		Роговая обманка — ильменит — магнетит	
		Браунит — биксбиит — вреденбургит — родонит	
		Биотит — графит	
Гранулитовая	Плагиоклаз — роговая обманка — диопсид — гиперстен	Кварц — гиперстен — магнетит	Гиперстен — магнетитовые кварциты и руды
		Ильменит — магнетит — рутил	Титан-магнетитовые руды
	Плагиоклаз — гиперстен — альмандин — кварц	Халькопирит — пентландин	Медно - никелевые руды
		Пирит — пирротин	Рутил, наждак, циркон
Эклогитовая	Омфацит — гранат — кианит	Гранат — кианит	Рутил, алмаз
	Омфацит — гранат — энстатит	Алмаз	

метаморфизма, Дж. Ферхуген произвел подсчет глубины перехода к амфиболитовой фации для различных величин геотермического градиента (γ) и коэффициента зависимости температуры равновесия от давления (β) по формуле

$$h = \frac{T_0 - \beta P_0}{\gamma - \beta q \rho},$$

где h—глубина;

T_0—температура равновесия при давлении P_0;

ρ—плотность;

q=980 *см/сек*^{2}.

Принимая T_0=550° С, P_0 =2000 *бар*, ρ=2,8 *г/см*^{3}, получим величины h, приведенные в табл. 64.

Таблица 64

Глубина перехода к амфиболитовой фации
(в *км*)

γ, *град/км*	β, *град/бар*			
	$1 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^3$
10	73,6	306	—	—
20	30,8	42,2	75	1025
30	19,5	22,7	28,1	39,4
40	14,2	15,5	17,3	20,1
50	11,2	11,8	12,5	13,5
60	9,3	9,5	9,8	10,2

Следовательно, при среднем градиенте порядка 20 *град/км* возникновение амфиболитовой фации должно было бы происходить на глубинах свыше 30 *км* и даже на 42 и 75 *км*, т. е. на глубинах, превышающих мощность земной коры. Вместе с тем имеется много геологических данных о том, что амфиболитовая фация возникала в складчатых зонах на глубине 7—5 *км* и менее. Образование амфиболитовой фации на этих глубинах должно было происходить при градиенте свыше 60 *град/км*, т. е. в несколько раз выше нормального.

Для многих кристаллических щитов мира геотермический градиент не превышает 10 *град/км*, а для Украинского щита он составляет всего 8—9 *град/км*. По данным Н. Семененко (1965), под сиалической корой в пределах Украинского и Канадского докембрийских щитов температура достигает 240° С.

Таким образом, в условиях спокойной, платформенной стадии существования геотермический градиент не может привести к высоким температурам в земной коре и вызвать метаморфизм и тем более выплавление пород и метаморфогенное рудообразование.

Проведенные многочисленные работы устанавливают, что значение геотермического градиента в подвижных зонах в несколько раз выше средних значений. Так, при бурении скважины на о. Гваделуко в Калифорнийском заливе в базальтовом слое установлен геотермический градиент 125 *град/км*.

Многочисленные замеры (Дж. Ферхуген, Н. Судовиков) показали, что на окраинах областей кайнозойской складчатости и зонах новейшего вулканизма градиенты достигают 60—150 и даже 200 *град/км*. Эти высокие градиенты объясняются повышенными тепловыми потоками в подвижные зоны. Они вполне достаточны для метаморфизма и даже выплавления пород. Потоки тепла в подвижных зонах, по мне-

нию В. Белоусова, вызваны инконгруентным выплавлением базальта из перидотита верхней мантии и подъемом базальтовых астенолитов по глубинным разломам в области залегания осадочных пород.

Деформации горных пород также способны вызывать поток тепловой энергии. Подсчеты показали, что при линейном сжатии на 18% при $t°=150°$ С и гидростатическом давлении 10 000 *атм* будет выделено около 3 *кал/г*.

Х. Гогел измерил деформации, связанные со складчатостью Юрских Гор и некоторых участков Альп, и получил средние цифры около 2 *кал/г*. Следовательно, энергия деформаций не может быть значительной составляющей тепла, необходимого для метаморфизма. Доказательством этому являются многочисленные сложноскладчатые системы Кавказа, Крыма, Карпат и Альп, сложенные неметаморфизованными породами. Однако деформации пород могут оказать влияние на местное усиление метаморфических преобразований, характерное для отдельных слоев или узких зон.

Тепло магматических интрузий также не может являться главной причиной тепловых потоков в подвижных зонах по следующим причинам:

1) интрузии имеют очень ограниченное распространение, измеряемое нередко несколькими процентами объема метаморфизованных пород; так, в Украинском щите по самым оптимальным подсчетам они составляют около 10%;

2) кислая магма застывает при температуре 600—800° С, а для того, чтобы прогреть породы хотя бы до 300—500°, т. е. до уровня метаморфизма зеленых сланцев, потребуется интрузивных пород как минимум столько же, сколько исходных пород в геосинклинальной области;

3) магматические интрузии в кристаллических щитах обычно оказываются внедренными в породы, относящиеся к нескольким метаморфическим фациям; интрузии вызвали местные изменения вдоль контактов и не повлияли на общий уровень метаморфизма пород.

По этим причинам тепло магматических интрузий могло иметь только местное значение при метаморфизме, нарушая общую тепловую закономерность регионального метаморфизма.

Радиогенное тепло и тепловой эффект химических превращений пока не поддаются учету.

Таким образом, *восходящие тепловые потоки в подвижных зонах земной коры явились, вероятно, главным фактором регионального метаморфизма осадочных и вулканогенных пород, а также и метаморфогенного рудообразования.*

Эти тепловые потоки в архее могли быть значительно выше современных. Архейские толщи состоят из метаморфизованных вулканогенных пород, что свидетельствует о большой мобильности земной коры, вследствие чего в приповерхностные зоны земли поступали грандиозные объемы магматических расплавов, несущие массы тепловой энергии. Это явилось одним из главнейших факторов, обусловивших широкое развитие метаморфизма пород и метаморфического рудообразования в докембрийских подвижных зонах.

Давление

Различают два типа давления: всестороннее, или гидростатическое, давление нагрузки и одностороннее (одноосное) или тектоническое. Они неодинаковы по характеристике и оказывают различное влияние на метаморфические процессы.

Всестороннее, или гидростатическое, давление вызывается в породах действием вертикально направленной силы тяжести. Оно характе-

ризуется одинаковым напряжением в породах во всех направлениях и возрастает пропорционально глубине. Высокое гидростатическое давление вызывает пластичность пород и благоприятствует процессам, сопровождающимся уменьшением объема (форстерит и анортит образуют гранат), а также увеличивает температуру плавления пород при отсутствии катализаторов (H_2O, CO_2 и др.). Так, без воды при давлениях свыше 5—6 *кбар* и температуре 1100—1200° С не происходит плавления пород.

Одноосное давление вызывается тектоническими перемещениями горных пород; оно может быть различно направлено и проявляться в виде сжатия, растяжения или сдвига. Одноосное давление, наложенное на гидростатическое, приводит к нарушению механического равновесия, вызывает движение пород и растворов, влияет на распределение тепла в породах, вызывает дополнительный нагрев пород в узких локальных зонах. Повышение одноосного давления способствует более быстрому растворению компонентов пород, а также плавлению пород при более низких температурах.

Одноосное давление является главной причиной, определяющей миграцию вещества и перемещение растворов при метаморфизме.

Для понимания метаморфического процесса различают давление, которое испытывают породы, и давление на растворы — флюиды (H_2O, CO_2 и др.).

Гидростатическое давление на растворы, выполняющие пустоты и трещины в породе, определяется из соотношения

$$P_{H_2O} = \frac{H}{\alpha_p \cdot 10}, \ кг/см^2,$$

где α_p—удельный вес раствора;
H—глубина залегания.

На той же глубине геостатическое давление на породы будет:

$$P_п = \alpha_п \frac{H}{10}, \ кг/см^2,$$

где $\alpha_п$—удельный вес горных пород.

На малых глубинах, где количество сообщающихся полостей больше, гидростатическое давление на растворы будет, вероятно, меньше, чем на породы, так как $\alpha_п > \alpha_р$. На значительных глубинах, в области метаморфизма, вследствие дегидратации пород, значительного возрастания температуры и уменьшения проницаемости пород давление растворов может оказаться более высоким, чем на породы. Тогда первое соотношение изменится с учетом внутреннего давления на флюиды

$$P_{H_2O} = \alpha_р \frac{H}{10} + P_г,$$

где $P_г$—давление, создаваемое газами, вызванное повышением температуры;
$\Delta P_г = f(T\mu)$, т. е. дополнительное давление, возникающее в растворе, определяется температурой (T) и составом растворов (μ), точнее, количеством газообразующих компонентов раствора.

Когда $P_г > P_п - P_{H_2O}$, тогда растворы будут испытывать большее давление, чем вмещающие их породы.

Согласно этому соотношению с повышением температуры независимо от глубины залегания пород и геостатического давления давление на растворы в закрытой системе может быть сколько угодно высоким. Так как давление на растворы в значительной степени опреде-

ляет ход метаморфических преобразований, то несомненно его значение на размещение метаморфических фаций пород и руд.

Дж. Ферхуген построил гипотетические диаграммы распределения фаций метаморфизма в зависимости от величины геостатического давления на породы ($P_н$) и флюидного давления ($P_ф$) (рис. 304). На этой диаграмме показано постепенное возрастание флюидного давления в соответствии с давлением нагрузки. Случай, когда флюидное давление значительно уступает давлению нагрузки, показан стрелкой

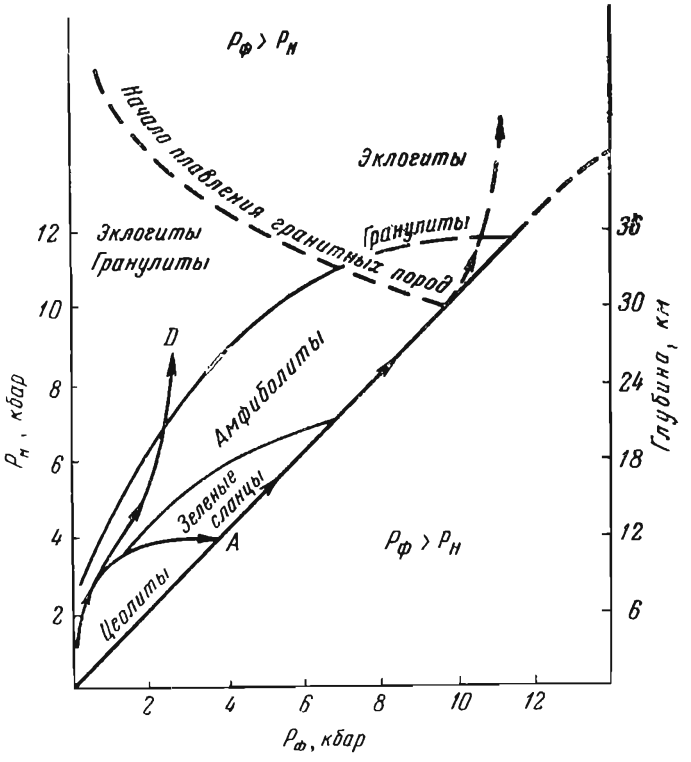


Рис. 304. Диаграмма распределения метаморфических фаций в зависимости от геостатического давления на породы и флюидного давления на растворы. *По У. Файфу и Дж. Ферхугену*

Д, а когда флюидное давление на уровне фации зеленых сланцев быстро приближается к давлению нагрузки, — стрелкой *А*. Как видно из приведенной диаграммы, все фации метаморфизма расположены в левой половине рисунка, начиная от низких геостатических и флюидных давлений, с постепенным увеличением их к гранулитовой и эклогитовой фациям.

Однако все эти закономерные явления резко нарушаются с появлением одноосного давления. Оно, несмотря на высокие значения гидростатического давления, выведет систему из стабильного состояния, усилит реакцию дегидратации и перемещение растворов в направлениях пониженных давлений.

Одноосное давление, так же как и геостатическое, могут испытывать породы и передавать его растворам, могут испытывать только растворы, передавая его в какой-то степени породам, возможен и такой случай, когда одноосное давление испытывают и породы, и растворы одновременно.

Тектонические напряжения, вызывающиеся внешним одноосным давлением, наложенным на геостатическое, и его превышающие, вызо-

вут пластическую или хрупкую деформацию пород. Соотношение давлений будет

$$P_{эф} = P_{од} - P_{п},$$

где $P_{эф}$—давление эффективное, вызывающее движение пород;
$P_{од}$—давление одноосное;
$P_{п}$—давление геостатическое.

В том случае, когда $P_{эф}$ меньше модуля упругости пород, будет осуществляться пластическая деформация пород, сопровождающаяся образованием складчатых структур. В ходе этого процесса будут возникать области выжимания пород, где будет происходить закрытие трещин и полостей, растворы воспримут направленное одноосное давление и будут передвигаться в сторону пониженных давлений. В отдельных местах областей выжимания могут создаваться очень высокие давления, которые приведут к кристаллизации соответствующих минералов. Экспериментальные работы показали (В. Соболев, 1961 г.), что многие такие минералы получены при очень высоких давлениях: жадеит 12 000—10 000 *атм*, дистен — от 12 000—13 000 до 15 000—17 000 *атм*, фация эклогитов (жадеит в парагенезисе с кварцем) образуется при давлении 15 000—20 000 *атм*. Совершенно невозможно предположить, что эти минералы образовались при геостатическом давлении, так как тогда они должны были бы образоваться на глубинах 40 и даже 80 *км*, т. е. за пределами сиалической коры Земли.

В случае, если одноосное давление превысит предел упругости пород, будет осуществляться хрупкая деформация, возникнут области повышенной трещиноватости и тектонических разрывов, обладающие высокой проницаемостью. При этом увеличатся межзерновые пространства, некоторые хрупкие минералы разрушатся или их кристаллические решетки деформируются, что увеличит не только проницаемость пород, но и их химические взаимодействия с растворами. В этих местах одноосное давление на породы не будет в такой большой степени передаваться на растворы и они будут притекать — отсасываться в трещинные зоны пониженных давлений.

В том случае, когда одноосное давление испытывают только растворы, эти последние будут подниматься или перемещаться из мест высокого давления на растворы в зоны с пониженными давлениями. Породы при этом не будут перемещаться, хотя и воспримут некоторое давление флюидов, способствующее увеличению эффективной проницаемости пород.

Наиболее благоприятными условиями для метаморфических преобразований будут такие, при которых породы испытывают одноосное давление и одновременно по ним будут подниматься растворы под влиянием внешнего одноосного давления на флюиды. При этих условиях эффективное давление на растворы будет складываться из собственного давления, созданного за пределами рассматриваемой области и передаваемого породами. В одних участках оно будет возрастать, в других уменьшаться и затормаживать движение растворов. Движущее усилие или эффективное давление на растворы ($P_{эф\ H_2O}$) определяется соотношением

$$P_{эф\ H_2O} = P_{од\ H_2O} \pm P_{од.\ п},$$

где $P_{од\ H_2O}$—одноосное давление на растворы;
$P_{од}$—одноосное давление на породы.

Геостатическое и гидростатическое давление в общем виде закономерно увеличивается с глубиной, в то время как одностороннее накла-

дывается на породы и растворы в отдельных зонах, дифференцируется в породах и оказывает местное влияние на растворы. Последние способствуют нарушению установившихся химических равновесий в минеральных системах и вызывают подвижность рудных и сопутствующих компонентов. Вследствие неоднородного влияния одноосных давлений на растворы и породы, а также влияния газообразующих компонентов раствора, в зоне метаморфизма возникают контрастные участки с очень высокими и низкими давлениями. В этих случаях образуются парагенезисы минералов, отвечающие высоким давлениям, такие, как жадеит — кварц; магнетит — гиперстен, ставролит — дистен, гранат — кордиерит и др., чередующиеся с парагенезисами минералов, отвечающими относительно низким давлениям: амфибол — магнетит, хлорит — халькопирит и др.

Однако для полузакрытых природных систем, которые относительно слабо связаны с внешней средой, характерны устойчивые геостатические и гидростатические давления. Они действовали, как видно из геологических условий размещения метаморфизованных месторождений, на больших пространствах, с сохранением минеральных парагенезисов, отвечающих определенному термодинамическому уровню — метаморфической фации.

Источники рудообразующих растворов

Изучение метаморфизма и связанного с ним рудообразования приводит всех исследователей к заключению, что эти процессы протекали в водной среде. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм рассматривается в основном как процесс дегидратации пород. Развитие метаморфизма от низких ступеней к высоким состоит прежде всего в относительном уменьшении количества водных минералов; породы высшей ступени метаморфизма содержат так мало воды, что регрессивный метаморфизм становится невозможным, если не появляется посторонний приток воды. Процесс метаморфогенного рудообразования в главной своей массе осуществляется в водной среде, являющейся вместилищем и транспортирующим средством для подвижных рудообразующих компонентов.

Поскольку рудообразование является неотъемлемым процессом метаморфизма, а этот последний совершается при температурном режиме от относительно низких температур (200—300° С) и до очень высоких, превышающих 1000° С, рудообразование происходит с помощью горячих водных и газо-водных или гидротермальных растворов.

При метаморфических процессах вода выполняет ряд важных функций: 1) является растворителем и переносчиком рудных компонентов; 2) развивает высокое давление в порах и капиллярах и этим влияет на растворимость, подвижность и инертность различных компонентов; 3) с помощью воды осуществляются обменные реакции при метасоматическом процессе рудообразования и заполнение полостей рудными минералами; 4) является переносчиком тепла и катализатором процессов гранитизации.

Источники воды

При метаморфизме и метаморфогенном рудообразовании может быть несколько источников воды.

Вода поровых пространств осадочных пород по формам связей с минеральным веществом породы подразделяется на две разновидности:

а) свободная вода — капиллярная — заполняющая капиллярные поры и удерживаемая в них благодаря натяжению менисков воды.

Другая ее разновидность располагается в виде капель в очень узких капиллярах или углах более крупных пор. Эта вода прочно связана поверхностью мениска со стенками пор и под действием силы тяжести не передвигается;

б) гигроскопическая (адсорбированная), или физически связанная вода, удерживаемая на частицах породы с огромной силой порядка 10 000 *атм*, обладающая значительной вязкостью. Пленочная, или слабосвязанная, вода образует пленки на гигроскопической воде, передвигается очень медленно. Гигроскопическая вода удаляется из породы при температуре 105—110° С.

По данным Ати (Athy, 1930), установлена зависимость пористости глинистых сланцев от глубины (рис. 305). Согласно этой кривой, уже на глубине 6000 *м* при одностороннем давлении около 2000 *атм* пористость глинистых сланцев будет очень малой.

По подсчетам А. Германова, насыщенность водой различных осадочных пород, без содержания ее в микротрещинах, составляет (*л*/*м*³):

песчаники	при пористости	12%	119;
известняки	. .	7,2%	78;
глины	. .	36%	360.

Опытные данные В. Ломтадзе показали, что с увеличением нагрузки глины теряют воду независимо от количества растворенных в ней веществ. Так, глина, имеющая около 40% воды, при нагрузке в 5000 *атм* сохраняет лишь 3,2—3,8% воды (табл. 65).

Таблица 65

Содержание воды (в %) в глине в зависимости от нагрузки

Нагрузка, *кг*/*см*²	Глина с дистиллированной водой	Глина с 0,1%-ным раствором	Глина с 1%-ным раствором
0,00	40,1	39,8	39,1
60,0	13,8	14,1	14,3
150,0	10,8	10,3	11,9
500,0	8,2	9,0	8,9
1000,0	6,4	6,8	7,5
2000,0	5,3	5,1	6,2
3000,0	4,6	4,5	5,2
5000,0	3,2	3,6	3,8

По данным Н. Страхова, пески содержат 20—25%, алевролиты 30—60%, тонкие пелитовые илы — до 60—80% влаги (табл. 66). Очень много воды содержат хемогенные и коллоидные осадки, так же, как и гидраты кремнезема, гидроокислы железа, силикаты железа и многие другие осадочные породы.

Таблица 66

Количество воды в осадочных породах

По Н. Страхову

Породы	Пористость, %	Количество водных растворов в 1 *м*³
Песчаники . . .	12	119
Известняки . . .	7,2	78
Глины	36	360

Как видно из приведенных данных, осадочные породы, особенно глины, содержат большие массы воды, значительная часть которой относится к поровой, не связанной.

Вода, связанная в минералах — гидратах, играла значительную роль в балансе источников метаморфических растворов. Эта вода представляет бóльший интерес, чем поровая, так как она не удаляется из породы простым выжиманием или незначительным подогревом в начале метаморфизма, а может удерживаться в породах до высоких температур метаморфизма.

Химически связанная вода подразделяется, по Д. Белянкину, на две группы:

а) вода конституционная, участвующая в молекулярном строении; водород и кислород могут быть выделены при полном разрушении решетки минерала, когда перестает существовать и само химическое соединение, что происходит при температуре свыше 400° С;

б) вода кристаллизационная, когда водород и кислород входят в решетку в виде молекулы H_2O; при потере воды и разрушении кристаллической решетки вещество сохраняет свою общую химическую структуру. Удаление этих групп воды по-разному скажется на разрушении минералов — гидратов метаморфизуемой породы.

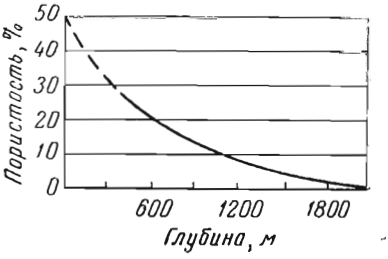


Рис. 305. Кривая зависимости пористости глинистых сланцев от глубины залегания. *По Л. Ати* (Athy, 1930)

Среднее содержание связанной воды для пород, подвергающихся метаморфизму, по данным Дж. Ферхугена равно 2—3%, для сланцев 5%; для песчаников 1,6%; для известняков 0,8%.

По данным Л. Пустовалова, глубоководная красная глина содержит 7,04% воды, голубой и зеленый океанический ил 7,18%, глины из штата Вашингтон (США) 11%, диаспоровая глина из района Миссури — до 13,37% воды.

Во многих аутигенных минералах осадочных пород содержится большое количество связанной воды. Нонтронит, бейделит и монтмориллонит содержат ее более 13,64%, каолинит 13,96%, гиббсит — более 34,65%, вермикулит — более 19,96%.

Опытные данные подтверждают потерю воды этими минералами при нагревании.

Так, нонтронит при нагревании до 100° теряет около 70% воды, а монтморилонит — около 20%. Большая часть метаморфических пород — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и значительная часть мигматитов — образовались из осадочных пород, содержащих в среднем более 5% свободной и связанной воды.

Превращение осадочных пород в метаморфические породы ступени зеленых сланцев и дальнейший переход их от фации зеленых сланцев к амфиболитовой, а затем к гранулитовой и эклогитовой будет сопровождаться выделением больших масс воды.

Породы фации зеленых сланцев содержат около 3% воды, амфиболитовой — около 0,7—1,0%, гранулиты 0,35%. А. Сауков (1960), исходя из потери примерно 4% воды породами при метаморфизме, подсчитал, что 1 *км*^{3} осадков высвободит в общей сложности около 100 млн. *т* воды, не считая больших масс ее, высвобождаемых в процессе диагенеза и литификации.

Как справедливо указывал А. Бетехтин, значительная часть этих вод уходила из пород в начальные стадии метаморфизма. Это, вероятнее всего, относится к свободной и физически связанной воде, удаляющейся при температуре около 100° С. Другая часть воды выделя-

ется на последующих ступенях метаморфизма и может служить резервом для возникновения гидротермальных метаморфических растворов. Так, конституционная вода выделяется при температуре около 450°, а в некоторых случаях при еще более высоких температурах. По данным Дж. Ферхугена и других, диаспор и бёмит теряют воду при 550° С, брусит — между 400—500°, хлориты теряют воду вплоть до 800° С.

Воды, перемещенные из зон более высокого метаморфизма или областей ультраметаморфизма, проявляются в наложенных метасоматических образованиях в породах низких ступеней метаморфизма. К ним относятся широкие зоны щелочного (К и Na), кальций-углекислого, кремнистого и других типов метасоматоза, развитых в складчато-разрывных структурах метаморфических пород докембрия.

Растворы зарождались в нижних частях подвижных зон вследствие последовательного превращения осадочно-вулканогенных пород в сланцы, амфибол-пироксеновые породы, гранулиты и эклогиты. При подъеме растворов в область амфиболитовой зоны при наличии значительного количества воды возникали очаги выплавления, сопровождающиеся образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Вероятным является также формирование этих растворов вследствие процессов полиморфной, электронной, фазовой и химической перестройки вещества мантии Земли, которая рассматривается в качестве главной причины тектонических движений в подвижных зонах (Субботин и др., 1964).

Воды, поступающие из подкоровых глубин (ювенильные). О количестве, составе и путях движения ювенильных вод судить очень трудно, так как никаких прямых данных о них нет. О таких водах можно говорить лишь гипотетически. Известно, например, что гранитизация и образование полингенных магм (мигматиты и граниты) не может происходить без поступления значительных масс воды. На этом основании Д. Коржинский создал представление о сквозьмагматических растворах, поднимающихся из подкоровых глубин и несущих щелочные катионы.

Вадозные воды глубинной циркуляции нередко проникают на значительные глубины, где они нагреваются за счет геотермического градиента или вследствие химических реакций. Они могут минерализоваться и смешиваться с водами другого происхождения, входящими в состав метаморфических растворов.

Рассмотрение возможных источников вод метаморфогенного рудообразования указывает на большое разнообразие их по происхождению, формам выделения и, вероятно, по составу. В большинстве случаев они имели, по-видимому, смешанное происхождение, хотя можно рассчитывать на некоторую их специализацию. Воды поровых пространств вместе с вадозовыми водами глубинной циркуляции скорее всего были главными составляющими растворов, формировавших метаморфизованные и метаморфические месторождения низких ступеней метаморфизма. Воды, связанные в гидратных минералах, явились основной составной частью растворов при образовании метаморфических и метаморфизованных месторождений средних и высоких ступеней метаморфизма. Воды, поднимающиеся из зон ультраметаморфизма и гранитизации, составляли рудные растворы, приведшие к образованию ультраметаморфических месторождений.

Возникающие при метаморфизме рудные растворы перемещались в породах с общей тенденцией поднятия снизу вверх — из области высоких давлений в участки с малыми давлениями.

Участки проницаемых пород, проводящие растворы, обычно возникают в породах, периодически подвергающихся односторонним напряжениям, вызывающим непрерывные во времени пульсирующие движе-

ния. Благодаря этим движениям пород в областях складкообразования или глубинных разломов возникали условия для проталкивания порций растворов через породы. Изменение условий проницаемости и закупорка пород по пути движения растворов определяли локальные направления движения, а также приводили к замедлению и ускорению течения растворов.

Источники минеральных веществ

Рассмотренные выше особенности метаморфизованных и метаморфических месторождений дают основание полагать, что рудообразующие растворы являлись носителями комплекса элементов, характерных для первичных эквивалентов метаморфических пород рудного поля. Ультраметаморфические месторождения образовались главным образом за счет элементов, вытесненных из зон гранитизации, а также приобретенных растворами при подъеме через толщи метаморфических пород.

Выше уже были приведены данные о первичном накоплении металлов в осадочных и вулканических породах. Для вулканических пород, особенно широко распространенных в архее и меньше в протерозое, характерно накопление Ti, V, CO, Cu, Ni и Cr, в меньшей степени Pb, Zn, Fe. Для осадочных кластогенных и хемогенных пород характерны Fe, Au, U, Pt, Mn, Cu, меньше V, Co, Ni, Pb и другие элементы.

Бóльшая часть рудных компонентов в осадочных породах находится в тонком пелитовом материале в виде обломков, аутигенных минералов, или входит в кристаллические решетки других минералов. В метаморфических породах подавляющая часть рудных компонентов находится в виде изоморфной примеси в темноцветных минералах (амфиболе, биотите, хлорите и пироксене), меньшая часть их образует самостоятельные минералы — окислы или сульфиды.

При метаморфизме и ультраметаморфизме происходит перемещение большой массы породообразующих элементов и металлов — источников минеральных веществ для рудообразующих растворов. Рассмотрим некоторые фактические материалы по этому вопросу.

По данным опытов, проведенных Л. Овчинниковым и др. (1964), вынос элементов - примесей из гранита при воздействии на него водяного пара при температуре 600° С составляет 50—99% их исходного содержания. Даже при температуре 300° С водяной пар выносит из полевого шпата и слюды заметные количества рассеянных элементов (табл. 67).

Таблица 67

Вынос химических элементов (в *мг*) нагретым водяным паром из породообразующих минералов при 300° С

По Л. Овчинникову и др.

Минералы, фракция −2,0 +0,5 *мм*	Вес пробы, *кг*	Продолжительность опыта, часы	Вынос за сутки из 1 *кг* пробы									
			Общее количество	Fe	Ni	Co	Mn	Ti	V	Cu	Pb	Cr
Калиевый полевой шпат	0,37	95	22,6	0,68	0,014	0,0007	0,015	0,06	0,007	0,007	0,007	
То же	0,8	206	3,1	0,19	0,0002		0,02	0,0002	0,0001	0,0003		
Биотит	0,37	174	12,3	0,001			0,0007			0,0007		0,0003

В лаборатории рудного процесса Института геологических наук АН УССР Я. Белевцевым, Ю. Епатко и др. (1966 г.) проведены опыты по растворению кварца и магнетита при различных их соотношениях в навеске при температуре 50° С (табл. 68). Продолжительность опыта 108 *час,* pH в начале около 6, в конце около 8.

Полученные данные показывают, что растворение и вынос железа даже при таких низких температурах идет в заметных количествах, хотя и с меньшей интенсивностью, чем кремнезема. Очень интересные данные приводят В. Буряк и др. (1966 г.) об изменении содержания элементов-примесей по мере усиления регионального метаморфизма

Таблица 68

Вынос кремнезема и железа при различных соотношениях кварца и магнетита в навеске

Состав навески, *г*		Отношение $SiO_2 : Fe_3O_4$ в навеске	Вынос, *мг*	
SiO_2	Fe_3O_4		SiO_2	Fe
12,5	—		5,70	—
12,5	3,1	4:1	8,84	0,045
12,5	12,5	1:1	13,50	0,055
12,5	50,0	1:4	21,97	0,060

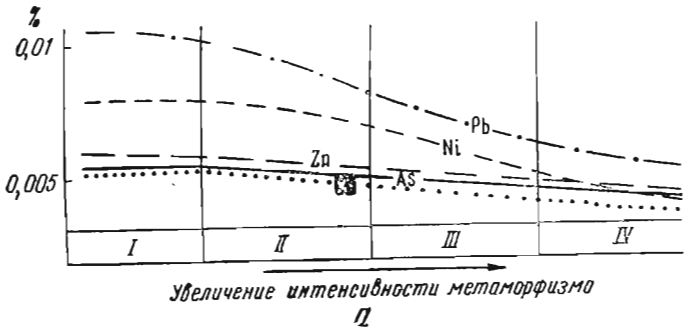
осадочных пород и гранит-порфиров Витимско-Патомского района (рис. 306). Согласно этим данным, количество свинца, цинка и кобальта в осадочных породах постепенно уменьшается по мере перехода от неметаморфизованных пород к породам серицит-хлоритовой субфации, биотит-хлоритовой субфации и эпидот-амфиболитовой фации. Особенно сильно происходит вынос свинца, затем никеля и значительно менее подвижным оказываются цинк и кобальт. В субвулканических гранит-порфирах по мере их метаморфизма намечается не только вынос, но и локальная концентрация некоторых металлов на определенных ступенях метаморфизма. Так, медь, свинец и цинк имеют повышенное содержание в породах фации зеленых сланцев, которое снижается в породах амфиболитовой фации и еще больше в палингенных гранитах. В породах амфиболитовой фации наблюдается концентрация Mo, Sn, Be, Nb и V и резкое уменьшение содержания их в палингенных гранитах.

Убедительные данные получены автором данной главы по большому числу анализов о подвижности компонентов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме в Украинском щите.

На рис. 307 показаны графики изменения породообразующих элементов в вулканогенных породах по мере развития ультраметаморфизма от амфиболов до палингенных гранитов. Отчетливо намечаются две области изменения: первая область выноса FeO, MgO, и CaO и вторая — область привноса K_2O и частично Na_2O. При гранитизации железистых роговиков (рис. 308) выделяются область выноса Fe_2O_3, FeO и область привноса Na_2O и K_2O. При гранитизации биотитовых гнейсов также намечается область выноса Fe_2O_3, FeO, MgO и CaO и область привноса Na_2O и K_2O (рис. 309).

Таким образом, приведенные данные достаточно ясно показывают грандиозное перемещение породообразующих элементов при гранитизации.

Проведенные подсчеты количества малых металлов в породах различных метаморфических фаций (сланцах, гнейсах и амфиболитах), а также продуктах их гранитизации (мигматитах, метаморфических гранитах и жильных гранитах) показали общее уменьшение малых металлов с развитием метаморфизма.



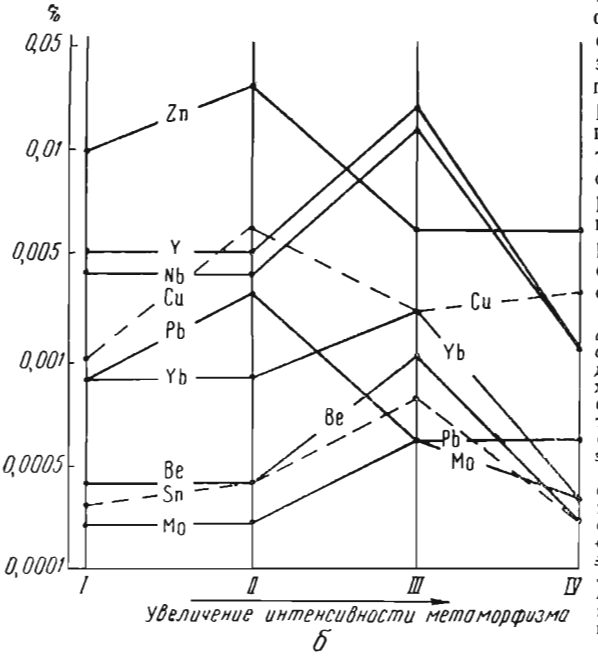


Рис. 306. Графики изменения содержания элементов-примесей по мере усиления регионального метаморфизма в осадочных породах (*а*) и гранит-порфирах (*б*) Витимско-Патомского района. *По В. Буряк*

а. I — неметаморфизованные породы; *II* — серицит-хлоритовая субфация; *III* — биотит-хлоритовая субфация; *IV* — эпидот-амфиболитовая фация

б. I — неизмененные породы; *II* — фация зеленых сланцев; *III* — эпидот-амфиболитовая фация; *IV* — палингенные граниты в пределах амфиболитовой фации

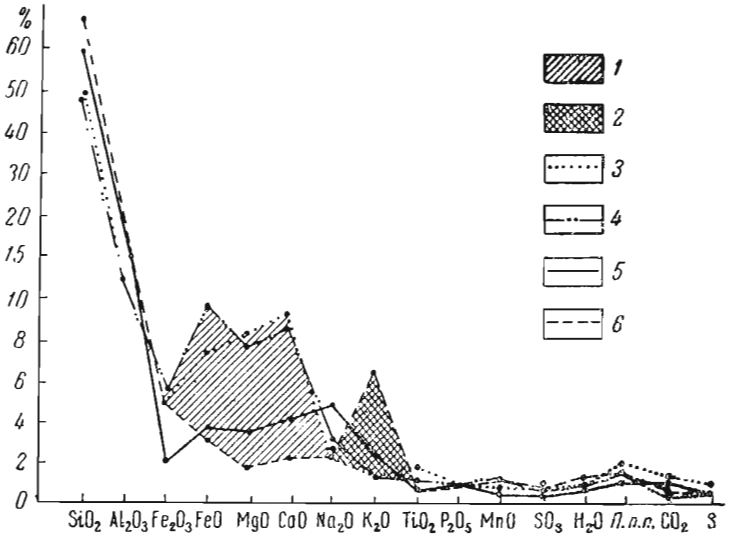


Рис. 307. Графики изменения содержания породообразующих элементов при ультраметаморфизме амфиболитов (Украинский щит)

1 — область выноса; *2* — область привноса; *3* — амфиболиты; *4* — ксенолиты амфиболитов; *5* — мигматиты; *6* — граниты

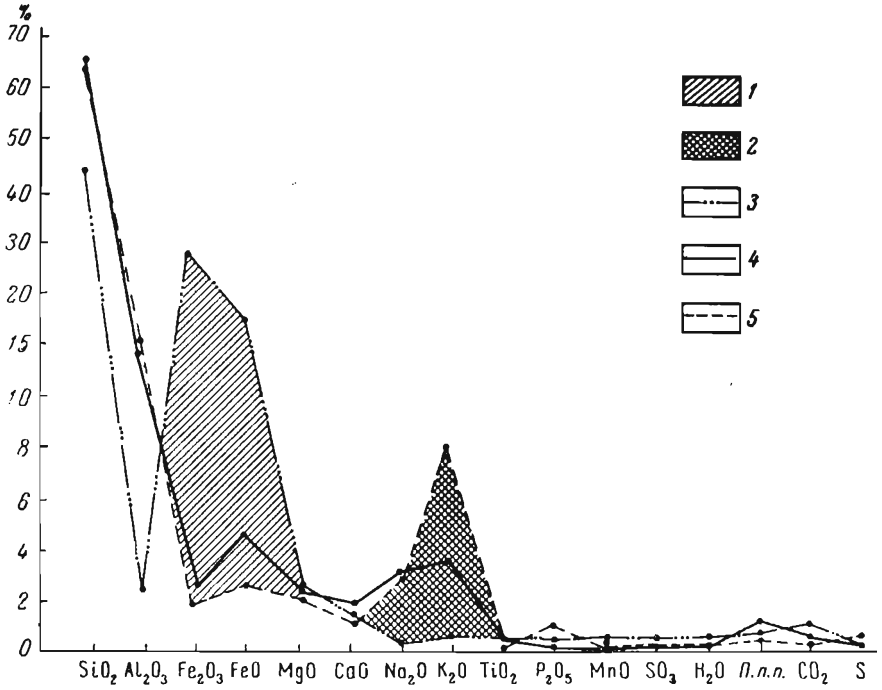


Рис. 308. Графики изменения содержания породообразующих элементов при гранитизации железистых роговиков и кварцитов (Украинский щит)

1 — область выноса; *2* — область привноса; *3* — железистые роговики и кварциты; *4* — мигматиты; *5* — граниты

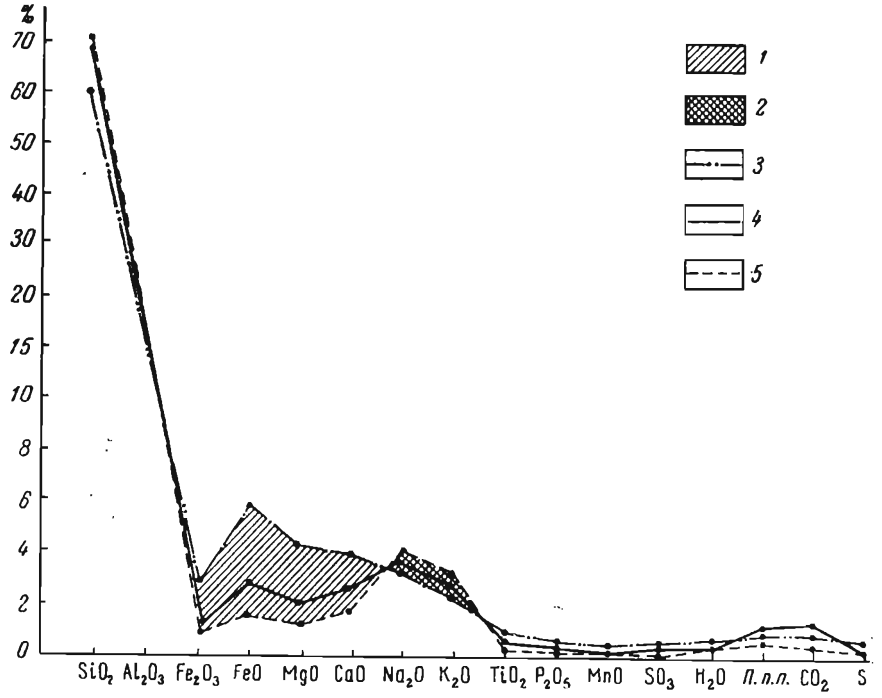


Рис. 309. Графики изменения содержания породообразующих элементов при гранитизации биотитовых гнейсов (Украинский щит)

1 — область выноса; *2* — область привноса; *3* — гнейсы биотитовые; *4* — мигматиты; *5* — граниты

Устойчиво и закономерно по мере усиления метаморфизма уходят из пород Co, Ni, Ti, а такие элементы, как Mn, V и Cr, при общем уменьшении обнаруживают склонность к накоплению в биотит-амфиболовых гнейсах (рис. 310). Очень показательно изменение суммы всех

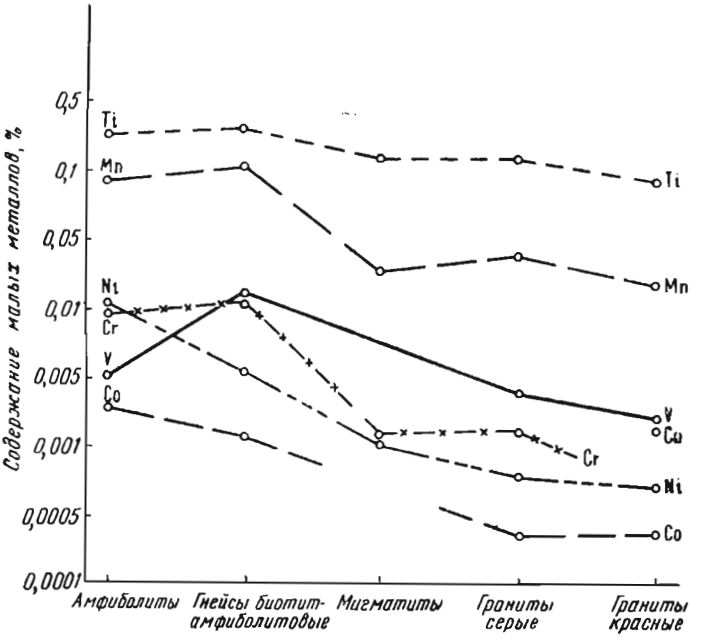


Рис. 310. Графики изменения содержания малых металлов в породах различных стадий метаморфизма (Украинский щит)

малых элементов, распространенных в метаморфических породах (Ti, Mn, V, Cu, Cr, Ni, Co) (рис. 311).

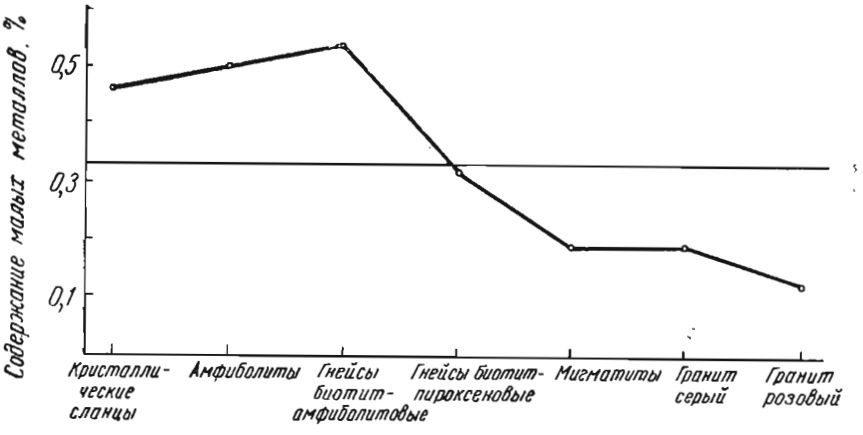


Рис. 311. График изменения суммы малых металлов в породах различных стадий метаморфизма и ультраметаморфизма (Украинский щит)

При среднем содержании суммы металлических элементов около 0,33% такие породы, как кристаллические сланцы (хлоритовые, биотитовые), различные филлиты, амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы, имеют содержание металлов выше среднего значения (0,48—0,55%). Гнейсы биотит-пироксеновые и амфибол-пироксеновые содер-

жат металлов несколько менее среднего значения (0,3%). Мигматиты, метаморфические граниты, жильные граниты содержат металлов значительно меньше среднего значения (0,15—0,10%).

Следовательно, рассеянные металлы выносятся из пород метаморфическими растворами, и по мере развития метаморфизма степень выноса металлов возрастает.

Простые расчеты показали, что в 1 $км^3$ породы содержатся сотни тысяч и миллионы тонн рассеянных металлов. Учитывая большие объемы осадочных и вулканических пород, участвующих в метаморфических процессах, нетрудно прийти к выводу о том, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования метаморфогенных рудных месторождений.

Условия рудоотложения

Фактический материал, полученный при изучении метаморфогенных месторождений, дает возможность установить три способа рудоотложения: 1) выполнение полостей-трещин и пор рудным материалом; 2) метасоматическое замещение нерудной части породы рудными минералами; 3) вынос безрудных компонентов в условиях пластического сжатия и обогащение остающейся части рудными компонентами.

Выполнение полостей породы рудным материалом происходит вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе и отложения труднорастворимых рудных минералов. Этот тип рудообразования не характерен для метаморфогенных месторождений, встречается относительно редко, обычно среди рудных образований, связанных с ультраметаморфическими растворами.

Метасоматическое замещение минералов пород рудными компонентами, приносимыми растворами, наиболее характерно для всех разновидностей метаморфогенных месторождений. Рудоотложение при этом происходит вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором. Эти реакции вызываются либо нарушением равновесного состояния раствора и породы вследствие изменения внешних причин (давления и температуры), либо при прохождении растворов через породы, активно реагирующие с растворенными веществами. Метасоматическое замещение, идущее в условиях пластической деформации, отличается от общепризнанного тем, что здесь не сохраняется равенство объемов. Объем вынесенных нерудных компонентов часто бывает значительно бóльшим, чем объем образованных рудных минералов. При этом сжатие, сопровождающее этот процесс, способствует образованию плотных руд, но с объемом гораздо меньшим, чем первоначальная порода. Это хорошо демонстрируется на примерах (см. рис. 296), подробно описанных в других работах (Белевцев, 1960, 1961 и др.).

Вынос безрудных компонентов в условиях пластического сжатия сопровождается сближением инертных (в этом процессе) рудных компонентов и образованием богатых руд. Это очень характерный процесс образования метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов (рис. 312). Сущность его состоит в том, что щелочными водами выносится кремнезем, разрушаются частично или полностью кремнистые прослои, а рудные прослои сближаются и образуют богатую руду (Белевцев, Мельник и др., 1959).

Во всех указанных случаях метаморфические растворы несли экстрагированные из пород металлы и породообразующие элементы, которые при благоприятных тектоно-физических и химических условиях приводили к рудообразованию.

Отложение вещества вызывалось изменением физико-химических параметров, нарушающих равновесие растворенных веществ, а также взаимоотношениями их с боковыми породами. Главнейшими параметрами системы были давление и температура, изменение которых вызывали химические реакции, приводящие к рудоотложению.

Давление вызывает деформацию пород, продвижение растворов, напряженное состояние пород и растворов, является главной движущей силой, приводящей к рудообразованию.

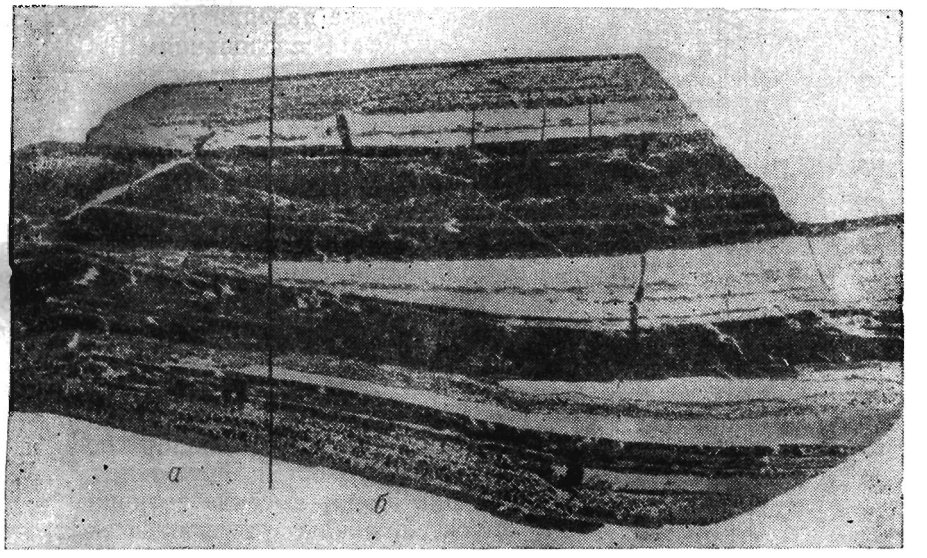


Рис. 312. Образование богатых руд при выносе безрудных компонентов. Контакт руды (*а*) и джеспилита (*б*) без замещения рудным минералом

Тектоническая подготовка пород, состоящая в создании сети пор и трещин, во многих случаях осуществлялась до рудообразования, однако, как показывают фактические данные, внутрирудная, или синрудная, тектоника развивалась на протяжении всей истории формирования месторождений и оказывала главное влияние на движение растворов и рудоотложение. При этом нарушение установившегося равновесия в породах вызывало не только механические перемещения, но являлось причиной изменения подвижности химических элементов, разрушения старых и создания новых минералов, отвечающих господствующим в это время термодинамическим условиям.

С позиции тектонофизики для рудоотложения благоприятны такие участки пород, которые при перемещении приобрели достаточную проницаемость и получили пониженный потенциал одноосного напряжения в сравнении с соседними участками.

Исходя из этого, интенсивность рудоотложения (Q) на участке породы находится в зависимости от величины ее проницаемости (C), одноосного давления (P), скорости поступления раствора (V) и температуры (T).

$$Q = f(C, P, V, T).$$

Поэтому, согласно М. Гзовскому, среди тектонических полей напряжения наиболее благоприятны для рудоотложения области нагнетания, области поперечного изгиба и разрывы. Неблагоприятны для рудоотложения области выжимания пород, а также зоны крупных разломов, особенно в местах их окончания, так как они не удовлетворяют этим условиям.

Температура является одним из главных независимых переменных параметров состояния системы и оказывает решающее значение на процесс рудоотложения. В процессе метаморфогенного рудообразования температура растворов испытывает общую тенденцию уменьшения от очень высоких значений, отвечающих высоким ступеням метаморфизма, до обычных, господствующих на поверхности земли. Падение температуры приводит к образованию минеральных веществ за счет снижения растворимости легко растворимых рудных компонентов, а также стабилизации различных соединений в порядке падения их теплоемкости.

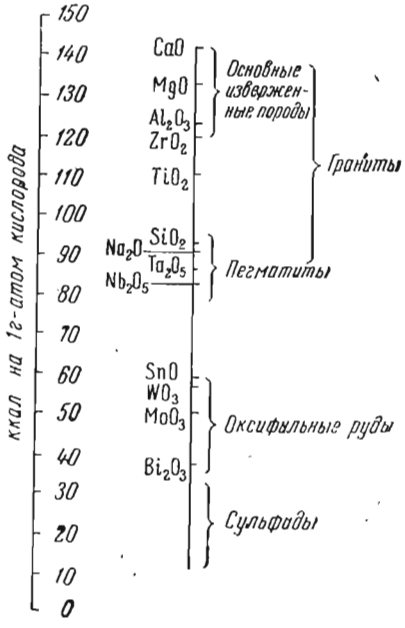


Рис. 313. Теплоемкости образования окислов некоторых оксифильных элементов. *По К. Салливану*

Согласно исследованиям Г. Салливана (Sullivan, 1957), установлено, что при последовательном снижении температуры раньше других стабилизируются элементы, обладающие высокими величинами теплоемкости их соединений. Затем стабилизируются рудообразующие металлы, сохранявшие подвижность при стабилизации литофильных элементов. Наиболее термально нестабильными соединениями, остающимися в растворе до очень низких температур, являются соединения, обладающие самыми малыми теплоемкостями. Согласно этому сульфиды располагаются в области более низких теплоемкостей, чем окислы, а последние имеют высокие величины теплоемкостей, однако уступают в этом отношении силикатам (рис. 313). Установлена также закономерность, состоящая в том, что увеличению электродного потенциала соединений различных металлов отвечает понижение степени возможной диссоциации и повышение термальной стабильности соединений этих металлов (рис. 314).

Таким образом, температурный режим растворов определяет направление химического процесса, и при прочих равных условиях прогрессивное снижение температуры приводит к рудоотложению и обеднению рудного раствора свободными компонентами. Покажем влияние снижения температуры на рудообразование, на основании анализа закономерностей образования рудной жилы в открытой полости.

Для простоты и наглядности влияния тепературы на рудоотложения взята открытая полость (A), расположенная на некоторой глубине от поверхности земли (рис. 315). Рудное тело образовалось в результате поступления в полость горячего раствора с температурой T_0, насыщенного рудными компонентами (C_0), объем рудного тела W_0, высота по вертикали l, скорость движения растворов V_0. Температура в вершине полости на истечении раствора будет T_1 и концентрация C_1. Образование рудных минералов в полости A будет происходить за счет снижения растворимости рудных компонентов, вызванного перепадом температуры от T_0 до T_1. Основной причиной рудоотложения будет понижение температуры, осуществляющееся вследствие прогрева вмещающих пород, которые играют роль теплового буфера или термостата.

Падение температуры связано такой зависимостью:

$$T_1 = T_0 - \frac{\alpha}{100} \cdot l,$$

где α—увеличение температуры при углублении на 100 *м* по вертикали полости.

Начало процесса рудоотложения определяется временем, когда раствор впервые заполняет всю полость (A).
Тогда к моменту:

Элементы в порядке возрастания ионных связей	Геологическое распространение	Валентность	Электродный потенциал
Li	Силикаты (в ионно-связанном состоянии)	Li^{+}	+ 2,959
Rb		Bi^{+}	+ 2,926
K		K^{+}	+ 2,924
Ca		Ca^{2+}	+ 2,87
Na		Na^{+}	+ 2,715
Mg		Mg^{2+}	+ 2,40
Al		Al^{3+}	+ 1,70
Be		Be^{2+}	+ 1,69
U	Окислы	U^{4+}	+ 1,40
Mn	Частично в сульфидах (в ионно-ковалентном состоянии)	Mn^{2+}	+ 1,10
Zn	Главным образом в сульфидах (ковалентно-связанные)	Zn^{2+}	+ 0,762
Fe		Fe^{2+}	+ 0,441
Cd		Cd^{2+}	+ 0,401
Co		Co^{2+}	+ 0,278
Ni		Ni^{2+}	+ 0,231
Sn		Sn^{2+}	+ 0,136
Pb		Pb^{2+}	+ 0,122
Fe		Fe^{3+}	+ 0,045
Sb		Sb^{3+}	− 0,10
Bi	В форме самородных металлов и в сульфидах (металло-ковалентно связанные)	Bi^{3+}	− 0,226
Cu		Cu^{2+}	− 0,344
Cu		Cu^{+}	− 0,470
Ag		Ag^{+}	− 0,797
Hg		Hg^{2+}	− 0,799
Pd	В форме самородных металлов (в металлически связанном состоянии)	Pd^{2+}	− 0,820
Pt		Pt^{4+}	− 0,863
Au		Au^{3+}	− 1,360
Au		Au^{+}	− 1,500

Рис. 314. Расположение металлов по величинам электродвижущих сил, согласно данным Ходжмана, с указанием их геологического распространения

$$T_1 = \frac{l}{\sin\varphi\, V_0},$$

где φ—угол наклона оси полости к горизонту.

Через полость пройдет W_0 ($м^3$) раствора. За счет понижения концентрации раствора от C_0 до C_1 выпадает Δm_0 ($кг$) рудного минерала.

$$\Delta m_0 = W_0 (C_0 - C_1).$$

Если принять $d\left(\frac{кг}{м^3}\right)$ удельный вес руды, тогда заполнение полости или объем, занятый рудой, будет:

$$\Delta W_0 = \frac{W_0 (C_0 - C_1)}{d}.$$

Исходя из этих данных и приведенных соотношений может быть определена длительность процесса рудообразования или время заполнения полости рудным материалом (τ):

$$\tau = 2{,}3\frac{l \cdot d}{V_0 (C_0 - C_1)\sin\varphi} \cdot \lg\left(1 - \frac{W_\tau}{W_0}\right).$$

Отсюда видно, что длительность рудного процесса (τ) прямо пропорциональна высоте рудного тела (l), плотности образуемых минералов

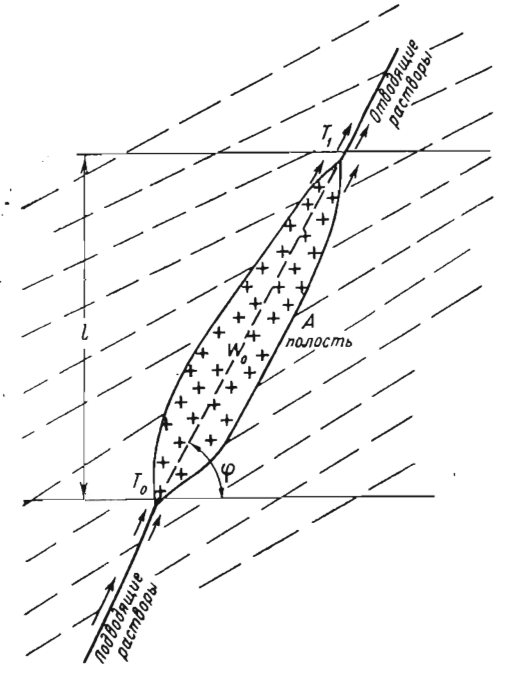


Рис. 315. Схема образования рудной жилы в открытой полости

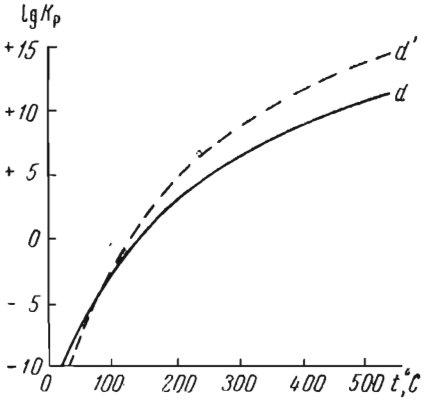


Рис. 316. Кривая $\lg K_P = f(T)$ реакции окисления сидерита и магнетита жидкой (d') и газообразной (d) водой. *По Ю. Мельнику*

(d) и логарифму от степени заполненности рудной полости $\left[\lg\left(1 - \frac{W_T}{W_0}\right)\right]$ и обратно пропорциональна скорости движения рудоносного раствора (V_0) при установившемся тепловом режиме, разности концентраций рудных компонентов ($C_0 - C_1$) и синусу угла наклона оси полости к горизонту ($\sin\varphi$). W_T — объем полости, заполненной минералами к времени t. Скорость рудоотложения (S) или степень заполнения полости в единицу времени будет:

$$S \cong \frac{V_0 (C_0 - C_1)\sin\varphi}{ld}.$$

Скорость рудоотложения прямо пропорциональна скорости движения раствора при соблюдении стационарного теплового режима ($\Delta T = T_0 - T_1 = \text{const}$), разности концентраций и синусу угла наклона оси полости к горизонту и обратно пропорциональна длине полости и плотности рудных минералов.

Рассмотренный процесс рудообразования находится в непосредственной зависимости от температурного режима, состоящего в сохранении разности температур раствора в нижней и верхней полостях. Поэтому любые геологические процессы, способствующие сохранению неизмененной $T_0 - T_1$ или увеличению ее значения (ΔT), будут способство-

В начальные стадии этого процесса часто фиксируется привнос K, сопровождающийся микроклинизацией пород вплоть до образования мономинеральных микроклинитов; в последующую стадию происходит привнос Na с образованием эгиринитов с авгитом и диопсидом по кварц-железистым породам, щелочных амфиболов — по силикатно-железистым и альбититов — по силикатно-кварцевым породам. С конечной стадией щелочного метасоматоза часто связано образование рудных месторождений урана, циркония, фосфора и других элементов.

В некоторых районах наблюдаются кальциево-углекислый метасоматоз, выразившийся в образовании доломитов, магнетит-доломитовых руд, иногда с примесью редких элементов.

Приведенные краткие данные о метасоматических процессах при метаморфизме свидетельствует о высокой роли химических факторов в метаморфическом рудообразовании.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выше были рассмотрены три типа метаморфического изменения пород и связанного с ним рудообразования: 1) перекристаллизация исходного материала, содержащего первичные накопления рудного материала, без существенного перемещения компонентов; 2) перекристаллизация со значительными перемещениями компонентов в пределах пласта или свиты пластов с выносом и концентрацией в отдельных местах рудных элементов; 3) новообразования в стабилизированных метаморфических фациях за счет привноса материала растворами из зон ультраметаморфизма.

В соответствии с этими процессами возникли три главных класса метаморфогенных месторождений: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические.

I. Метаморфизованные месторождения

1. Осадочно-метаморфические месторождения — характерны для Fe, Mn, Au, Pt, U, Cu.

2. Осадочно-вулканогенно-метаморфические — характерны для Co, Cr, Ni.

В каждом из этих подклассов можно выделить семейства метаморфизованных месторождений для разных зон регионального метаморфизма, отличающихся минеральным составом и текстурой.

II. Метаморфические месторождения

1. Метаморфические месторождения в складчато-трещинных зонах среди кластогенно-хемогенных пород — характерны для Fe, Mn.

2. Метаморфические месторождения в зонах смятия осадочно-эффузивных пород — характерны для Cu, Ni, Co, Cr.

III. Ультраметаморфические (постгранитизационные) месторождения

1. Высокотемпературные метасоматические полевошпато-кварцевые жилы с характерным редкометальным оруденением.

2. Метасоматические рудные тела в складчато-трещинных структурах, среди которых выделяются: 1) продукты щелочного метасоматоза — эгириновые; щелочно-амфиболовые; 2) продукты кальций-углекислого метасоматоза — доломито-анкеритовые, сидеритовые; 3) скарновые образования, представленные гранатом, скаполитом, эпидотом, амфиболом, халькопиритом и магнетитом.

3. Жильные, прожилковые и штокверковые рудные тела — халькопирит-пентландитовые, титаномагнетитовые, редкометальные, апатит-цирконовые и др.

IV. Метаморфические и метаморфизованные месторождения, осложненные ультраметаморфизмом

вать интенсивности рудообразования. К таким положительным факторам относятся: увеличение теплопроводности пород за счет дополнительного поглощения тепла холодными водными потоками, омывающими верхнюю часть полости рудообразования, или смешение холодных вод с горячими рудными растворами и др.

Как только нарушается тепловой режим и значение T_1 приближается к T_0, процесс рудоотложения замедляется и совсем прекращается когда T_1 становится равным T_0. Это может произойти по многим причинам, например, вследствие сильного возрастания скорости движения растворов, не успевающих отдать свое тепло породам, или в связи с понижением теплопроводности пород.

Аналогичное снижение температуры отразится на рудоотложении в пористой и трещинной зонах, где проницаемость уменьшается с понижением температуры, вследствие чего развитие метасоматоза и фильтрационного эффекта будет регулироваться тепловым режимом процесса.

Вторым примером, иллюстрирующим влияние температуры на рудообразование, может служить окисление сидерита и магнетита водой и свободным кислородом, исследованное Ю. Мельником (1964_1, 1964_2).

$$3FeCO_3 + H_2O \rightleftarrows Fe_3O_4 + 3CO_2 + H_2.$$

Проведенное им изучение термодинамических реакций окисления сидерита и магнетита водой в отсутствии свободного кислорода показало, что при низких температурах в присутствии воды сидерит устойчив. Так, при температуре 25° С константы равновесия реакции окисления сидерита водой меньше 1 (рис. 316). При повышении температуры равновесие сдвигается в сторону образования магнетита за счет окисления сидерита водой. Выше 140° С константы равновесия реакции окисления сидерита водой до магнетита превысят 1, а при 400° С достигнут $10^{9,1}$:

В связи с этим в природных условиях наблюдается парагенезис сидерита и магнетита в ассоциации с хлоритом, серицитом и другими водосодержащими минералами низкотемпературной ступени метаморфизма субфации аспидных сланцев.

Изучение метаморфогенного рудообразования позволило раскрыть очень важные закономерности, состоящие в том, что отложение рудных минералов тесно связано с магнезиально-железистым, железистым, щелочным и кальциево-углистым метасоматозами, а также с выносом нерудных компонентов за пределы областей рудообразования.

Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз изучен Н. Судовиковым (1956) в архейских образованиях Алданского щита. Продукты метасоматоза представлены: диопсидом, диопсид-амфиболом, пироксен-амфиболом с магнетитом, образующимся по биотитовым гнейсам.

Подсчет баланса вещества метасоматического процесса показал привнос Fe, Mg, Ca и вынос Si, Al, Na и K.

Хорошо изучен магнезиально-железистый и железистый метасоматоз в Криворожском бассейне Н. Семененко, Р. Дубинкиной, Н. Елисеевым, А. Никольским и др. Магнезиально-железистый и железистый метасоматоз выразился в образовании парагенезиса куммингтонит — грюнерит — магнетит и был обусловлен привносом Fe, Mg, Ca и выносом Si, Al и K. Этот процесс привел к образованию залежей богатых железных руд вследствие метасоматического замещения биотита, хлорита, граната и кварца такими минералами, как магнетит, куммингтонит, грюнерит и гематит.

Широкое распространение в породах щитов получил щелочной метасоматоз, с которым связано образование месторождений урана, циркония и других редких и рассеянных элементов. Этот метасоматоз характеризуется привносом Na, K и многих малых металлов, а также выносом Si, Mg, Ca, Fe, Al.

Кроме того, могут быть намечены два дополнительных класса.

V. Метаморфогенные месторождения, осложненные гипергенезом

Таким образом, генезис метаморфогенных месторождений исторически и пространственно связан с последовательным накоплением металлов в литологических формациях, перемещением и концентрацией их при метаморфизме и ультраметаморфизме.

Следовательно, исходя из глубинных условий образования, проходившего при высоких значениях температуры и давления, метаморфогенные месторождения должны быть отнесены к серии эндогенных.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

Бакерий А. К. О генезисе сульфидов меди, апатито-магнетитовых и урановых минералов в жилах вдоль Сингбумской зоны нарушения в штате Бихар, Индия. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия, Индия, 1964.)

Белевцев Я. Н. О метаморфогенном рудообразовании. Тр. I-го Всесоюзн. петрограф. совещ., 1955.

Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П. [и др.]. Генезис железных руд Кривого Рога. Изд-во АН УССР, 1959.

Белевцев Я. Н. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование. Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14.)

Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.

Белевцев Я. Н. и Прусс А. К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. «Геол. журнал АН УССР», 1962, т. 22, вып. 5.

Белевцев Я. Н. Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии. Госгеолтехиздат, 1964. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5.)

Бенарджи А. К. Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скалывания Сингбум к югу от Джамджепура, Бихар, Индия. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2, Изд-во иностр. лит., 1964.

Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. Тр. III-го Всесоюз. петрограф. совещ. 1964.

Вертушков Г. Н. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ., 1960.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы). «Докл. АН СССР», 1954, т. 48, № 3.

Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфических рудных месторождений. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8, 1956.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1961.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд-во «Наука», 1964.

Кожешевара Рао. Геотермическое измерение сульфидных минералов (Масабани, Индия). (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Индия, 1964.)

Каниболоцкий П. М. К вопросу о генезисе руд Кривого Рога. Сб. Днепропетр. ун-та, т. 27, вып. 2, 1941.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954.

Лукин Л. И. и Сонюшкин Е. П. Структуры гидротермальных месторождений урана и некоторые вопросы их изучения. «Изд-во АН СССР», серия геол., 1958, № 3.

Медный пояс Северной Родезии. Сб. под редакцией Ф. Мендельсона. Изд-во иностр. лит., 1963.

Мельник Ю. П. О возможной связи устойчивости пород к гранитизации с их равновесностью и энергетической анизотропией. «Геол. журн. АН УССР», 1962, т. 22, вып. 6.

Мельник Ю. П. Термодинамический анализ условий образования рудных минералов при метаморфизме докембрийской железорудной формации. «Геология рудных м-ний», 1964_1, № 5.

Мельник Ю. П. О возможном окислении сидерита водой при региональном метаморфизме. «Докл. АН УССР», 1964_2, № 3.

Нарайянасвами С., Знауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле, Колар, Индия. Проблемы рудных м-ний, вып. 2. Изд-во «Мир», 1964.

Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Изд-во АН СССР 1964. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов.)

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. Изд-во иностр. лит., 1962.

Рой С. Об осадочно-метаморфическом генезисе марганцевых руд докембрия. Изд-во АН СССР, 1964.

Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИГЕМ, вып. 46.)

Семененко Н. П. Метасоматические процессы и миграция породообразующих элементов. В кн.: «Геология СССР», т. 5, 1958.

Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1961.

Семененко Н. П. [и др.]. Геохронология докембрия Украины. Изд-во «Наукова Думка», 1965.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, 1961.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 1.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГИ, 1964.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. «Сов. геология», 1965, № 1.

Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 9.

Тугаринов А. И. и Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. «Сов. геология», 1959, № 4.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, 1963.

Чередниченко А. И. О некоторых закономерностях размещения рудных залежей в северной части Саксаганского рудного поля Криворожья. «Геол. журн. АН УССР», 1958, № 1.

Шуркин К. А. О классификации ультраметаморфических пород. Тр. I-го Уральского петрограф совещ., 1963.

Andreatta C. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tectonischen Metamorphose, Mineralogie Mon., Nr. 1—2, 1954.

Athy L. F. Density, porosity and composition of sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., No. 14, 1930.

Gray A. The future of mineral exploration. London, 1958.

Mehnert K. R. Der gegenwärting Stand des Granit-problems. Fortshr. Miner., Bd. 37, Nr. 2, Stutgart, 1957.

Ramdohr P. Uber Metamorphose und Secundäre Mobiliscirung, Geol. Rundschau, vol. 42, 1953.

Schneiderhöhn H. Mineralische Bodenschätze im Südlichen Africa. (The geology of the Copper-belt, Northern Rhodesia), London, 1932.

Sullivan C. I. Heat and temperature in ore deposition. Econ. Geol., vol. 52, No. 1, 1957.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

А

Аб — альбит
Авг — авгит
Акт — актинолит
Амф — амфибол
Ан — анортит
Анд — андрадит
Андл — андалузит
Анк — анкерит
Анор — анортоклаз
Ап — апатит
Аспт — арсенопирит

Б

Ба — барит
Бер — берилл
Би — биотит
Бор — борнит (Бор)
Бр — брусит
Бт — бертрандит

В

Вез — везувиан
Вит — витерит
Волл — волластонит
Вт — вюстит

Г

Гал — галенит
Гед — геденбергит
Гел — геленит
Гем — гематит
Гип — гиперстен
Гр — гранат
Гросс — гроссуляр

Д

Диг — дигенит
Ди — диопсид
Дол — доломит
Дсп — диаспор

И

Илв — ильваит

К

Ка — кальцит
Касс — касситерит
Кат — карбонатная порода
Кб — кубанит
Кв — кварц
Кобл — кобальтин
Ков — ковеллин
Корд — кордиерит
Кор — корунд
Кпш — калиевый полевой шпат
Крб — кристобалит
Кр — криофиллит
Ксон — ксонотлит

Л

Лаз — лазурит
Лар — ларнит
Леп — лепидолит
Лим — лимонит
Люд — людвигит

М

Ма — мариалит
Мз — магнезит
Мвт — магнезиовюстит
Ме — мейонит
Мелан — меланит
Мелл — меллилит
Мер — мервинит
Ми — микроклин
Мо — молибденит
Монт — монтичеллит
Мр — марказит
Мт — магнетит
Му — мусковит
Мфт — магнезиоферрит

Н

Не — нефелин

О

Ок — окерманит
Ол — оливин
Орт — ортоклаз

П

Пер — периклаз
Пи — пироксен
Пирр — пирротин
Пл — плагиоклаз
Пент — пентландит
Пр — пирит
Прг — паргасит
Прен — пренит
Пр — парагонит
Прт — портландит

Р

Риб — рибекит
Рг — роговая обманка
Ру — рутил

С

Сал — салит
Сер — серпентин
Силл — силлиманит
Ск — скаполит
Сл — слюда
Спр — спёррит
Ср — серицит

Ст — станнин
Сфл — сфалерит
Сф — сфен

Т

Тл — тиллит
Тлк — тальк
Топ — топаз
Трем — тремолит
Ту — турмалин
Трид — тридолит
Тфл — тетраферрифлогопит

Ф

Фа — фаялит
Фен — фенакит
Фл — флогопит
Флю — флюорит
Фо — форстерит

Х

Хз — халькозин
Хл — хлорит
Хн — хуанит
Хп — халькопирит

Ц

Цб — цеболлит
Цеол — цеолиты
Цз — цоизит
Цин — циннвальдит
Цр — циркон

Ш

Шел — шеелит
Шп — шпинель
Шр — шерломит

Щ

Щел. амф.— щелочной амфибол

Э

Эг — эгирин
Энст — энстатит
Эп — эпидот

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие. *В. И. Смирнов* 3

Глава первая

Магматические месторождения. *М. Н. Годлевский* 7

Содержание и объем понятия «магматические месторождения» . . . 7
Промышленное значение 7
Краткая история изучения и классификация 9
Геологические условия образования 12
Металлогенические эпохи 14
Провинция кристаллического основания Восточно-Европейской платформы 15
(Субпровинция Балтийского кристаллического щита 15. Субпровинция Украинского кристаллического щита 19. Субпровинция кристаллического основания Воронежской антеклизы 20)
Провинция кристаллического основания Сибирской платформы . . . 20
Провинция кристаллического основания Северо-Американской платформы 20
(Субпровинция Канадского щита 21. Субпровинция кристаллического фундамента Северо-Американской плиты и окаймляющих ее подвижных поясов 24)
Провинция южной части Африканского кристаллического щита . . . 24
Провинция Индийского кристаллического щита 25
Провинция байкалид южного обрамления Сибирской платформы . . . 25
Провинция Урала 26
Провинция Казахстано-Алтае-Саянской области 27
Провинция Аппалачей 27
Провинция сибирских траппов 27
Провинция долеритов Карру 27
Провинция Китайской платформы 28
Провинция Тихоокеанского пояса 29
Провинция Тетиса 29
Краткие выводы о металлогении хрома, титана, никеля и платины . . 30
Геохимические и физико-химические условия образования 30
Экспериментальные работы 30
(Система Fe—Ni—S 30. Система Fe—Cu—S 31. Система Fe—Ni—Cu—S 31. Системы сульфиды — силикаты 33. Системы окислы — силикаты — фосфаты 37).
О специализированных магмах рудоносных интрузий 37
Дифференциация и кристаллизация базальтовой магмы 43
Образование хромитовых и платиново-хромитовых месторождений . . 47
Образование титановых, титаново-редкоземельных и апатитовых месторождений 50
Образование сульфидных медно-никелевых и медно-никелево-платиновых месторождений 55
(Общие замечания 55. Об источниках серы 56. Магматическая ликвация 57. Кристаллизация сульфидного расплава 61. Формирование сингенетической вкрапленности 61. Формирование эпигенетической вкрапленности 63. Формирование сплошных и брекчиевых руд в гипабиссальных условиях 64. Кристаллизация остаточной жидкости 65. Формирование сплошных и брекчиевых руд в мезоабиссальных условиях 67. Метаморфизм руд 72.
Генетическая классификация магматических месторождений 76
Классификация по процессам рудообразования 76
Геолого-генетическая классификация 77
Главнейшая литература 81

Стр.

Глава вторая

Пегматитовые месторождения. *В. Д. Никитин* 84

Геолого-минералогические условия образования 87
Стадия формирования главных породообразующих минералов и горных пород пегматитов 87
Стадия образования в пегматитах метасоматических минералов . . 106
(Альбитизация 106. Возникновение крупнокристаллических слюд 108. Образование редкометальных минералов 123. Природа кристаллов сподумена 126. О метакристаллах 130).
Минералообразование в камерных пегматитах 135
Физико-химические условия образования 139
Классификация пегматитовых месторождений 148
Главнейшая литература 149

Глава третья

Карбонатитовые месторождения. *А. И. Гинзбург* и *Е. М. Эпштейн* . . . 152

Геологические условия образования 154
Закономерности размещения карбонатитовых провинций 154
Стадийность формирования ультраосновных-щелочных комплексов и место в них карбонатитов 158
(Этапы магматической деятельности 158. Дайковая серия комплексов ультраосновных-щелочных пород 163. Этапы развития метасоматических процессов 163. Экзоконтактовые изменения вокруг массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов 167).
Основные черты геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород 169
Стадии карбонатитового процесса и связанное с ними оруденение . . . 178
(Ранние кальцитовые карбонатиты (I стадия) 180. Кальцитовые карбонатиты (II стадия) 181. Поздние кальцитовые и доломитовые карбонатиты (III стадия) 182. Поздние доломитовые и анкеритовые карбонатиты (IV стадия) 183. Карбонатно-силикатные породы (посткарбонатитовый этап) 184).
Рудные формации 193
Физико-химические условия образования и проблема происхождения карбонатитов 199
О гипотезе осадочного происхождения карбонатитов 199
Связь карбонатитов с магматическими комплексами 202
Физико-химические условия формирования карбонатитов 205
Механизм образования карбонатитов и проблема карбонатитовой магмы 208
Источник кальция и углекислоты 213
Об источнике редкометального оруденения в карбонатитах . . . 215
Главнейшая литература 216

Глава четвертая

Скарновые месторождения. *В. А. Жариков* 220

Общая характеристика скарнов и скарновых месторождений 224
Магнезиальные скарны магматической стадии 230
Геологическая позиция и общая характеристика 230
Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования 233
Магнезиальные скарны постмагматической стадии 244
Геологическая позиция и общая характеристика 244
Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования . 246
Известковые скарны 254
Геологическая позиция и общая характеристика 254
Особенности состава, парагенезисов, строения и условий образования . 257
Автореакционные скарны 278
Семейство сопутствующих руд 280
Семейство наложенных руд 287
Главнейшая литература 300

Глава пятая

Альбититовые месторождения. *А. А. Беус* 303

Геологические условия образования 304
Геологическое положение месторождений редких элементов альбититовой формации 304

Стр.

Геолого-петрографические особенности материнских магматических формаций 308
Генетическая классификация месторождений альбититовой формации . . 313
Редкометальные альбитовые апограниты 313
(Апограниты нормального ряда 318. Апограниты субщелочного ряда 323 Апограниты щелочного ряда 330. Альбититы щелочных пород 336
Физико-химические условия образования 338
Особенности химического состава альбитовых апогранитов и альбититов 338
Вертикальная зональность и метасоматические колонки месторождений альбититовой формации 345
Геохимический анализ метасоматической зональности месторождений альбититовой формации 347
Химический состав и состояние высокотемпературных растворов . . . 357
Комплексные соединения, как главная форма миграции вещества в высокотемпературных растворах 361
О роли режима кислотности — щелочности постмагматических растворов 364
Стадии постмагматического метасоматоза и формирование зональности месторождений альбититовой формации 366
Геохимические особенности концентрации редких элементов в месторождениях альбититовой формации 369
Главнейшая литература 375

Глава шестая

Грейзеновые месторождения. *Г. Н. Щерба* 378

Руды 380
Геологические условия образования 381
Рудные пояса 381
Эпохи рудообразования 390
Рудоносные интрузии 391
Структуры рудных полей 393
Минеральный состав 393
Грейзены и жилы 405
Физико-химические условия образования 406
Среда грейзенообразования 407
Глубина и давление 407
Температура 408
Фазовое состояние растворов 409
Источник рудных веществ 415
Вопросы зональности 419
Генетические типы руд 421
Главнейшая литература 440

Глава седьмая

Плутоногенные гидротермальные месторождения. *Л. Н. Овчинников* . . . 443

Геологические условия образования 444
Геотектонические условия 444
Материнские гранитоидные интрузии и связь месторождений с ними . . 447
Геологические типы и особенности строения месторождений 451
Распределение металлов, минеральный состав, околорудные изменения . 456
Физико-химические условия образования 466
Глубина внедрения интрузий и образования месторождений 466
Давление в благоприятной зоне 467
Температура и продолжительность прогрева благоприятной зоны теплом интрузии 469
Температура образования месторождений 472
Состояние, состав и причины отделения исходных растворов 473
Источник металлов и механизм их мобилизации 477
Формы и условия переноса металлов 479
Некоторые закономерности отложения 485
Главнейшая литература 488

Глава восьмая

Вулканогенные гидротермальные месторождения. *В. Н. Котляр* 491

Основные определения и признаки 491
Практическое значение 492
Об основных различиях формирования плутоногенных и вулканогенных постмагматических месторождений 492

Стр.

Геологические условия образования 493
Связь рудоносных магматических комплексов с основными структурами земной коры 493
Основные предпосылки формирования рудоносных вулканогенных комплексов 494
Типы региональных разломов и их значение в формировании рудоносных магматических комплексов 495
Развитие магмопроводящих разломов и образование вулканических очагов 496
Особенности формирования и основные типы рудоносных вулканогенных комплексов 498
Структурные условия формирования субвулканических и вулканогенно-интрузивных комплексов 501
О соотношении вулканогенных комплексов с малыми интрузивами . 503
Структурные условия вулканогенного рудообразования 504
Физико-химические условия образования 509
О влиянии летучих на изменение давления и возникновение вулканических процессов на разных глубинах 509
Последовательность выделения летучих из магмы 512
О переносе рудных веществ в летучем состоянии 513
Формирование гидротермальных растворов 514
Эволюция гидротермального процесса в связи с изменением термодинамических условий 517
Образование коллоидных растворов и особенности вулканогенного рудоотложения в условиях резкого падения давления 518
Усложнение гидротермального процесса в связи с явлениями реювенации 519
Разрушение ранних рудных скоплений при позднейших вулканических проявлениях 522
Изменение вмещающих пород и метасоматическая зональность в районах проявления минерализации в вулканогенных формациях 524
Развитие гидротермального процесса по данным изучения гидротермально измененных пород 528
Соответствие фаций вулканогенных комплексов и рудной минерализации 529
Об источниках рудного вещества при формировании вулканогенных месторождений 531
Типы вулканогенных месторождений 535
Вулканические месторождения 535
Субвулканические месторождения 536
Глубинно-вулканические месторождения 540
Главнейшая литература 541

Глава девятая

Телетермальные месторождения. *В. П. Федорчук* 544

Промышленное значение телетермальных месторождений 546
Геологические условия образования 549
Главнейшие провинции 549
Геологические эпохи 552
Эволюция в геологической истории 553
Стадии образования в рамках геосинклинального и платформенного этапов развития 554
Положение в региональных структурах 554
О связи с магматическими формациями 554
Особенности геологической структуры 556
Минеральный и химический состав руд 557
Зональность 558
Изменение окружающих пород 559
Первичные ореолы рассеяния 561
Физико-химические условия образования 563
Глубина образования и давление 563
Температура образования 565
Источник рудообразующего вещества 567
Агенты переноса 567
Физическая и химическая форма переноса 569
Термодинамическая обстановка 570
Причины и формы отложения рудообразующих компонентов 572
Минерало-геохимические ассоциации 573
О генетическом подразделении телетермальных месторождений 576
Послесловие редактора 583
Главнейшая литература 584

Стр.

Глава десятая

Колчеданные месторождения. *В. И. Смирнов* 586

Геологические условия образования 589
Главнейшие провинции 590
Эпохи рудообразования 611
Связь с ранней стадией развития эвгеосинклиналей 613
Место колчеданного рудообразования в вулканическом цикле 614
Колчеданные залежи и дайки 617
Рудные гальки 618
Минералогия руды 619
Изменение рудовмещающих пород 622
Метаморфизм и колчеданное рудообразование 625
Особенности геологической структуры 629
Общая схема геологических условий образования 631
Физико-химические условия образования 633
Глубина и давление 634
Температурный режим 634
Физическое состояние рудообразующих растворов 638
Химическая характеристика рудообразующих растворов 638
Источники вещества 639
Этапы рудообразования 640
Главнейшая литература 645

Глава одиннадцатая

Метаморфогенные месторождения. *Я. Н. Белевцев* 648

Обоснование выделения и границы метаморфогенной группы рудных месторождений 650
Геологические условия образования 652
Главнейшие металлогенические провинции метаморфогенных месторождений 652
Особенности геологического развития щитов 657
Главнейшие эпохи метаморфогенного рудообразования 661
Накопление металлов в осадках и эффузивах 663
Структурно-литологические условия образования метаморфогенных месторождений 666
Структурные условия размещения метаморфогенных месторождений в докембрийских щитах 683
О зональности метаморфогенных месторождений 684
Физико-химические условия образования 687
Температура и тепловой режим 688
Давление 691
Источники рудообразующих растворов 695
Источники воды 695
Источники минеральных веществ 699
Условия рудоотложения 704
Генетическая классификация метаморфогенных месторождений 710
Главнейшая литература 711
Список сокращений минералов 713

Коллектив авторов

ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ведущий редактор *Т. В. Колошина*

Технический редактор *Т. М. Шмакова*

Корректор *А. П. Стальнова*

Художник *Н. Я. Вовк*

Подписано к набору 17/V 1967 г.
Подписано к печати 16/I 1968 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бум. № 1
Печ. л. 45,8 с 2 вкл. Усл. л. 64,12
Уч.-изд. л. 63,57 Тираж 3800 экз.
Т-01924 Зак. № 474/2539-4 Цена 4 р. 20 к.
Индекс 1-4-1

Издательство «Недра». Москва К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ