

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника для геологических
специальностей средних специальных
учебных заведений

3713



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Полезные ископаемые. Учебник для техникумов/
И. Ф. Романович, А. И. Кравцов, Д. П. Филиппов и др.
М., Недра, 1982, 384 с.

Рассмотрены вопросы формирования месторождений в эндогенных, экзогенных и метаморфогенных условиях, дана характеристика основных промышленных типов месторождений металлических, неметаллических и горючих полезных ископаемых, приведены сведения по использованию минерального сырья в различных отраслях промышленности и сельском хозяйстве. Освещены морфология тел полезных ископаемых и условия их залегания, текстуры и структуры руд, методы исследования полезных ископаемых, требования к качеству сырья.

Для учащихся техникумов по специальности «Геология, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых».

Табл. 58, ил.—104, список лит.—41 назв.

Авторы:

*И. Ф. Романович, А. И. Кравцов, Д. П. Филиппов,
И. А. Филиппова, В. П. Михайкин, М. В. Шумилин,
И. И. Дорофеева.*

Рецензенты:

канд. геол.-минер. наук *А. П. Наседкин* (Свердловский горн. ин-т им. Вахрушева), канд. геол.-минер. наук *М. Х. Халилов* (Душанбинский геологоразвед. техникум Мингео СССР)

*Игорь Филиппович Романович, Алексей Иванович Кравцов,
Дмитрий Порфирьевич Филиппов, Ирина Андреева Филиппова,
Владимир Ильич Михайкин, Михаил Владимирович Шумилин,
Ирина Ивановна Дорофеева*

Полезные ископаемые

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова*
Переплет художника *Т. Н. Погореловой*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Н. С. Гришанова*
Корректор *Т. М. Столярова*

ИБ № 3097

Сдано в набор 30.11.81. Подписано в печать 09.02.82. Т-02430. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Обыкновенная». Печать высокая. Усл. печ.-л. 24,0. Усл. кр.-отт. 24,0. Уч.изд. л. 27,90. Тираж 13000 экз. Заказ № 2143/7828—4. Цена 1 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, Москва, 113105, Нагатинская, 1.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга составлена в соответствии с действующей учебной программой курса полезных ископаемых для геологоразведочных техникумов.

Объем книги не позволил привести графические материалы — разрезы или карты — для ряда охарактеризованных в качестве примеров месторождений. Этим же обусловлена схематичность описания ряда видов минерального сырья, в том числе редких и рассеянных элементов, драгоценных и поделочных камней и др. Дополнительный материал по месторождениям металлов следует смотреть в книге «Рудные месторождения СССР» (М., Недра, 1978), а по месторождениям неметаллических полезных ископаемых — в учебном пособии для вузов «Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых. Пособие для лабораторных занятий», а также в других работах.

И. Ф. Романовичем написаны раздел «Условия образования месторождений полезных ископаемых», основная часть «Месторождения неметаллических полезных ископаемых» (кроме стронция и алмазов), Введение, Заключение, а также даны характеристики хрома, титана и алюминия, Д. П. Филипповым и И. А. Филипповой охарактеризованы месторождения цветных и благородных металлов, большинство черных металлов (кроме хрома и титана), А. И. Кравцовым — месторождения горючих полезных ископаемых, В. И. Михейкиным — редкие и рассеянные элементы и стронций, М. В. Шумилиным — радиоактивные элементы, И. И. Дорофеевой — месторождения алмазов. Характеристика месторождений магнезита приведена при описании месторождений магнезита. Научная редакция учебника выполнена И. Ф. Романовичем.

ВВЕДЕНИЕ

Учение о месторождениях полезных ископаемых относится к геолого-экономическим дисциплинам. К этой группе следует также относить методику поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, экономику минерального сырья и геологоразведочных работ и, в известной мере, технологию минерального сырья. Все эти дисциплины тесно связаны между собой.

К полезным ископаемым относят минеральные образования, которые можно использовать в промышленности полностью (граниты для облицовки и др.) или получать из них те или иные элементы, их соединения или минералы. Рудой называют такой минеральный агрегат, из которого технологически возможно и экономически выгодно извлекать элементы, их соединения и минералы.

Месторождением полезных ископаемых считают участок земной коры, на котором в результате геологических процессов образовалось полезное ископаемое в достаточном для разработки количестве и по качеству, горно-геологическим и экономическим условиям удовлетворяющее требованиям промышленности.

К рудопроявлениям относят такие скопления полезных ископаемых, которые недостаточно исследованы и потому их нельзя еще отнести к месторождениям или по тем или иным показателям не удовлетворяют требованиям, обуславливающим выгодную разработку. Следует различать рудопроявления с недостаточными запасами сырья, и следовательно, не представляющие интереса как объект разработки в настоящем и будущем, и рудопроявления с большими запасами сырья, но не отвечающие требованиям промышленности по горно-геологическим, технологическим или экономическим причинам. Среди таких рудопроявлений имеются потенциальные месторождения, которые следует учитывать как объекты разработки в будущем.

К горно-геологическим условиям, определяющим возможности разработки скоплений минерального сырья в недрах, относят размеры и в первую очередь мощность залежей, глубину их залегания от поверхности, обводненность, морфологию залежей и характер их залегания, наличие в рудных телах включений пустых пород, механические свойства полезных ископаемых и вмещающих пород (свойства прочности, трещиноватости и др.). Важнейшая характеристика руд — содержание в них полезных компонентов — элементов или минералов, а также вредных и балластных примесей. В ряде случаев на оценку сырья влияет соотношение компонентов в руде. Например, для суждения о качестве полевого шпата важную роль играет отношение $K_2O: Na_2O$. В некоторых случаях промышленность интересуется не валовое содержание какого-либо компонента, а содержание компонента, связанное с определенными минералами, которые технологически легче извлекаются. Например, для руд молибдена

важно знать, сколько молибдена находится в сульфидной форме и сколько в оксидной. Поэтому наряду с обычными, валовыми химическими анализами, нередко делают специальные, так называемые рациональные химические анализы, на основании которых можно судить о том, какие компоненты входят в те или иные минералы или их группы. К географо-экономическим факторам оценки полезных ископаемых относятся степень удаленности минеральных объектов от путей сообщения — железных дорог, судоходных рек и др., экономическая освоенность района, включая наличие источников энергии, климатические условия, характер рельефа, наличие рабочей силы, крепежных материалов и др.

Учение о месторождениях полезных ископаемых тесно связано с минералогией, петрографией, структурной и исторической геологией, литологией, тектоникой, кристаллографией, геохимией, геоморфологией, гидрогеологией, а также такими науками, как физическая химия, теория вероятностей, аналитическая химия и др.

Учение о месторождениях полезных ископаемых тесно связано с развитием горных промыслов. С глубокой древности, в эпоху первобытнообщинного строя человек использовал различные камни, а позже и примитивные каменные орудия для раскалывания костей животных, обработки шкур и др. Из камня делали наконечники для стрел, каменные топоры и пойки, скребки и др. Каменный век длился от 800 тыс. лет до 6 тыс. лет до н. э. на Древнем Востоке и до 4 тыс. лет до н. э. в Европе. На территории нашей страны в это время широко применяли щебень, гальку и валуны из кремня, из которых можно было довольно просто сделать плоские заостренные обломки. Вероятно, с древнейших времен человек употреблял каменную соль. Древним гончарным изделиям из глины 20—30 тыс. лет до н. э. В строительных целях издавна использовались различные горные породы. Различные драгоценные и цветные камни, привлекавшие людей блеском и красивой окраской, находили применение в качестве украшений. Постепенно человек научился пользоваться металлами: вначале, по-видимому, метеорным железом и самородными медью и золотом, а когда он научился выплавлять из руд металлы, то и оловом, медью, железом. Судя по находкам, золото люди стали применять за 12 тыс. лет до н. э. Бронзовый век, во время которого получали легкоплавкие сплавы меди с оловом, свинцом, серебром и сурьмой, длился примерно от 4 тыс. лет до 1 тыс. лет до н. э. Во втором тысячелетии до н. э. на Древнем Востоке (в Египте, Месопотамии) стали выплавлять железо из руды и начался железный век. Как установлено раскопками в районе р. Евфрата, нефтяные промыслы в этом районе существовали еще 4—6 тыс. лет до н. э.

На территории Советского Союза обнаружены в ряде мест следы древних разработок, так называемые «чудские копи». Они известны на Урале, Алтае, Средней Азии. Добыча руд меди, олова, золота и серебра велась здесь за несколько тысячелетий до нашей эры. В Средней Азии и на Алтае имеются следы древних разработок талькового камня, используемого для изготовления посуды и других целей. В Индии найдены браслеты, изготовленные из

«обожженного талькита, возраст которых — около пяти тысячелетий. Одними из первых, кто рассматривал условия формирования месторождений полезных ископаемых, были философы Фалес, Зенон, Гераклит. Фалес (624—547 лет до н. э.) считал воду первоисточником всего живого и мертвого. Гераклит (544—474 лет до н. э.) полагал, что главенство принадлежит огню. Отдельные, еще ненаучные суждения о рудах можно найти в трудах Аристотеля (IV в. до н. э.), Плиния Старшего (I в. до н. э.), Тита Лукреция Кара (I в. н. э.), Ли Си-цина (950 г. н. э.). Ряд сведений о рудах и минералах имеется в работах ученых Средней Азии: ибн-Сины (Авиценны; 1023 г.), аль-Бируни (1048 г.) и др.

Научные основы учения о полезных ископаемых зарождались в средние века, когда это учение не имело еще четких границ с минералогией и, по сути дела, представляло единую науку. Одним из известнейших ученых того времени был Георгий Агрикола (1494—1555 гг.). Он полагал, что рудные жилы сформированы растворами или «соками земли». Позднее, в XVII в. Реже Декарт, наоборот, связывал рудное вещество с инъекциями из глубин недр. М. В. Ломоносов (1711—1765 гг.) пришел к выводу, что, исследуя пересечения рудных жил, можно установить последовательность их образования. Он считал, что формирование месторождений полезных ископаемых связано с действием поверхностных вод. Позднее, в середине XIX в. подобные идеи высказал французский ученый Эли де Бомон. Спор между плутонистами — учеными, связывающими рудный процесс с глубинными источниками, нептунистами — учеными, полагающими, что руды отлагались из нисходящих по трещинам подземных вод, обострился особенно в XVIII в. и продолжался до первой половины XIX в. Наиболее ярким представителем плутонистов был геолог из Шотландии Д. Хеттон (1726—1797 гг.), нептунистов — профессор Фрайбергской Горной Академии А. Г. Вернер (1749—1817 гг.). В качестве продолжателей нептунистов второй половины XIX в. следует упомянуть Г. Бишофа и Ф. Зандберга, развивших интересную латераль-секреционную гипотезу. Согласно их взглядам, поверхностные воды заимствовали из боковых пород необходимые для рудообразования компоненты.

В работах русского ученого А. П. Карпинского (1883 г.) и американского ученого Ф. Пошепного (1813 г.) описано многообразие процессов образования руд. Дальнейшее развитие взглядов на рудообразование в начале XX в. следует связывать с исследованиями И. Фогта (Норвегия), В. Линдгрена, В. Эммонса (США), В. А. Обручева, А. П. Карпинского, К. И. Богдановича и др. Первые в России учебные пособия по полезным ископаемым — «Курс рудных месторождений» А. П. Карпинского и позднее изданный учебник по рудным месторождениям К. И. Богдановича (1912—1913 гг.).

В советский период большой вклад в развитие учения о полезных ископаемых внесли В. А. Обручев, А. П. Заварицкий, В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Л. И. Лутугин, П. И. Степанов, И. М. Губкин, С. И. Миронов, Ю. А. Билибин, А. Г. Бетехтин, Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, С. С. Смирнов, П. М. Татаринов, И. Ф. Григорьев,

В. И. Смирнов, М. Г. Магакьян, Д. П. Григорьев, М. А. Усов, В. К. Котульский, П. И. Преображенский, Х. М. Абдуллаев, А. В. Пэк, А. В. Казаков, Н. М. Страхов, Г. С. Дзоценizde, К. И. Сатпаев, В. П. Петров, В. Д. Никитин, Н. С. Курнаков, Л. И. Пустовалов, И. С. Рожков и многие другие. Из зарубежных ученых следует отметить большую роль в развитии науки Б. Линдгрена, В. Эммонса, А. Баддингтона, Б. Батлера, Л. Грейтона, И. Иовчева, Е. Ссаецки-Кардоша, Я. Кутины, П. Ниггли, Г. Шнейдерхена, К. Оксенюса, А. Локка, Я. Вант-Гоффа, Г. Потонье, А. Бетмана, М. Рамдора, Р. Рутье и многих других.

Минеральное сырье играет огромную роль в народном хозяйстве нашей страны. Поэтому развитию минерально-сырьевой базы СССР и ее освоению уделяют исключительно большое внимание партия и правительство. На съездах КПСС рассматриваются пятилетние планы развития народного хозяйства и намечаются контрольные цифры, определяющие увеличение производства той или иной продукции.

Министерства, отвечающие за выпуск указанной продукции, дают необходимые задания Министерству геологии СССР по расширению сырьевой базы, обеспечивающей необходимый рост промышленной продукции. Большое внимание уделяется развитию минерально-сырьевой базы в зоне строительства БАМа. Кроме того, строительство этой крупнейшей магистрали, так же как и сооружение крупнейших ГЭС и других объектов, потребовало поиска и разведки больших запасов природных строительных материалов. Существенно изменяется качественный состав этих материалов. Повышаются требования к их прочности, возрастает роль легких заполнителей бетона, позволяющих значительно сократить расход цемента. Советские геологи создали в нашей стране надежную минерально-сырьевую базу. Помогают они создавать минерально-сырьевую базу и в дружественных нам развивающихся странах.

Большое внимание уделяется комплексному использованию минерального сырья, т. е. вовлечению в промышленность ряда компонентов минерального сырья, входящих в состав руд. Например, из серебро-свинцово-цинковых руд извлекают серу, селен, кадмий, индий и другие элементы, а также барит.

При разработке многих месторождений попутно добывают вмещающие, и в том числе вскрышные, породы, которые нередко используются для строительных целей, закладки выработанного пространства в подземных выработках и т. д. Особенно большое внимание проблеме комплексного использования минерального сырья и использованию вмещающих пород было уделено на XXIV, XXV и XXVI съездах КПСС. Выявлять пути использования попутных компонентов и вмещающих пород требует принятый в СССР закон об охране недр.

РАЗДЕЛ I

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В настоящее время месторождения полезных ископаемых изучаются и разрабатываются только в пределах земной коры. Поэтому земная кора имеет исключительно важное значение в закономерностях формирования и размещения месторождений. Но на образование месторождений влияют процессы, протекающие и на больших глубинах Земли, особенно в верхней мантии.

Ряды	Г р у п п ы								
	0	1	2	3	4	5	6	7	8
1		1H 1,0080							
2	2He 4,003	3Li 6,940	4Be 9,02	5B 10,82	6C 12,010	7N 14,008	8O 16,000	9F 19,00	
3	10Ne 20,183	11Na 22,997	12Mg 24,32	13Al 26,97	14Si 28,06	15P 30,99	16S 32,06	17Cl 35,457	
4	18Ar 39,944	19K 39,096	20Ca 40,08	21Sc 45,10	22Ti 47,90	23V 50,95	24Cr 52,01	25Mn 54,93	26Fe 55,85
5		29Cu 63,57	30Zn 65,38	31Ga 69,72	32Ge 72,60	33As 74,91	34Se 78,96	35Br 79,916	27Co 58,94
6	36Kr 83,7	37Rb 85,48	38Sr 87,63	39Y 88,92	40Zr 91,22	41Nb 92,91	42Mo 95,95	43(Tc)	28Ni 58,69
7		47Ag 107,880	48Cd 112,41	49In 114,76	50Sn 118,70	51Sb 121,76	52Te 127,61	53I 126,92	44Ru 101,7
8	54Xe 131,3	55Cs 132,91	56Ba 137,36	57La 138,92	72Hf 178,6	73Ta 180,88	74W 183,82	75Re 186,31	45Rh 102,91
9		79Au 197,2	80Hg 200,61	81Tl 204,39	82Pb 207,21	83Bi 209,00	84Po 210	85(At)	46Pd 106,7
10	86Rn 222	87(Fr)	88Ra 226,05	89Ac 227	104Ku 264				76Os 190,2
									77Ir 193,1
									78Pt 195,23

Рис. 1. Петрогенные и металлогенные элементы. По Х. С. Вашингтону. 58—71—TR, редкие земли (лантаноиды). Актиноиды: 90 Th, 91 Pa, 92U, 93 Np, 94 Pu, 95 Am, 96 Cm, 97 Bk, 98 Cf, 99 Es, 100 Fm, 101 Md, 102 (No), 103 Lr

В составе земной коры существенно преобладают восемь элементов. Кислород составляет почти половину массы земной коры. Кларк кислорода (в %): 47, кремния 29,5, алюминия 8,05, железа 4,65, кальция 2,96, натрия и калия по 2,5, магния 1,87.

Среди химических элементов Х. С. Вашингтон выделил петрогенные — Si, Al, Mg, C, Ca, K, Ba, Se, V, N, O и др., и металлогенные — Fe, Mn, Zn, Cu, Ag, Au и др. Петрогенные элементы расположены к верхней части таблицы Д. И. Менделеева (рис. 1), а металлогенные — в нижней. Петрогенные элементы встречаются в природе преимущественно в виде силикатов, карбонатов, сульфатов, оксидов и фосфатов; они входят в состав горных пород, формирующих земную кору; типичны для неметаллических полезных ископаемых. Металлогенные элементы встречаются преимущественно в виде

сульфидов, соединений с сурьмой, мышьяком. Они характерны для месторождений металлов. Конечно, эти особенности не исключительны. Например, железо, марганец, олово и уран — элементы металлогенные, но они широко встречаются в оксидных соединениях. Многие петрогенные элементы установлены на месторождениях металлов (Ca, S, K и др.), а такой петрогенный элемент, как алюминий, слагает высокоглиноземистые минералы бокситов, относимых к металлическому сырью.

В. М. Гольдшmidt выделяет литофильные элементы (O, Si, F, Cl и др.), формирующие в условиях земной коры преимущественно кислородные соединения; халькофильные (S, Se, Te, Cu, Zn, Pb, Ag и др.), охотно соединяющиеся с серой; сидерофильные

	H																
He	Li	Be	B	C	N	O	F										
Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl										
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
Xe	Cs	Ba	Tr	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	—										

Рис. 2. Геохимическая таблица элементов. По А. Н. Заварицкому

(Fe, Ni, Co, P, Pt, Au, Mo и др.), способные растворяться в железных сплавах и многие из которых могут встречаться в самородном состоянии; а тмофильные (H, N, C, O, He, Ar и др.), характерные для земной атмосферы. Кроме того, выделяют еще и биофильные элементы (C, H, O, N, P и др.), которые способны накапливаться в живых организмах.

А. Н. Заварицкий разделил элементы по геохимическим особенностям на следующие 10 групп: 1 — благородные газы; 2—элементы горных пород; 3—элементы магматических эманаций; 4—группу железа; 5—редкие; 6—радиоактивные; 7—металлические; 8—металлоидные и металлогенные; 9—группу платины; 10—тяжелые элементы (рис. 2). Особенности поведения элементов разных групп при тех или иных геологических процессах различны. Эти процессы приводят к концентрации или к рассеиванию химических элементов. В результате концентрации элементов формируются месторождения полезных ископаемых. Близость химических свойств ряда элементов обуславливает природные ассоциации элементов. Например, в эндогенных месторождениях тесно связаны свинец и цинк, сера и селен и т. д.

Устанавливается связь химических элементов с вполне определенными горными породами. Так, с ультрамафитами связаны повышенные концентрации хрома, никеля, кобальта, магния, осмия, иридия; с мафитами — титана, ванадия, железа, платины, палладия, меди; с щелочными породами — фосфора, фтора, редких земель; с кислыми — золота, молибдена, вольфрама, олова, лития, бериллия и т. д.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождения полезных ископаемых формируются в результате различных геологических процессов. При образовании осадочных горных пород в определенных условиях, связанных с наличием рудного вещества в водах, с климатическими и палеотектоническими особенностями, возникают осадочные месторождения железа, марганца, минеральных солей, фосфора и других видов минерального сырья. В генезисе месторождений полезных ископаемых большую роль играет изменение физико-химических условий среды, например, изменение температуры, давления, щелочности растворов и др. Эти факторы влияют на концентрацию компонентов, приносимых как горячими гидротермальными растворами, так и холодными водами. Понижение температуры магматических расплавов обуславливает дифференциацию состава с обособлением особых рудных расплавов или выделением полезных компонентов в твердые фазы.

Существенное значение в концентрации полезных компонентов нередко имеют различные живые организмы или их остатки. Некоторые организмы могут концентрировать железо, марганец, ванадий, разлагать те или иные минералы (например, ангидрит с выделением из него сероводорода, который впоследствии преобразуется в самородную серу). Органические остатки нередко изменяют рН среды, что влияет на рудообразовательные процессы.

Немаловажную роль в формировании месторождений играют горные породы, вмещающие залежи полезных ископаемых. Особенности их состава нередко влияют на изменение состава растворов, содержащих полезные компоненты, и связанное с этим осаждение компонентов. Из вмещающих пород могут заимствоваться полезные компоненты, которые концентрируются в рудных залежах.

Существенное значение в рудогенезе имеют климатические и палеотектонические условия. Именно они обуславливают приуроченность ряда видов минерального сырья к определенным стратиграфическим подразделениям. Палеогеографический фактор следует учитывать при проведении поисково-оценочных работ, так как от него зависит определенная зональность в распределении минеральных фаций. Например, менее ценные карбонатные руды марганца по мере приближения к древней прибрежной зоне сменяются более ценными оксидными рудами.

Большая роль среди условий образования месторождений полезных ископаемых принадлежит структурно-тектоническим факторам: наличием зон повышенной проницаемости для растворов, в том числе

разломов и зон расланцевания и дробления, тектоническим контактам, структурным ловушкам в виде антиклинальных структур, участкам выклинивания пластов высокопористых горных пород среди малопроницаемых и др.

Сходство геохимических особенностей элементов приводит к определенным сонахождениям полезных минералов — их ассоциациям. Под генетической ассоциацией понимается совместное нахождение минералов на том или ином локальном участке — в рудной жиле, пласте, зоне и др., обусловленное генезисом этих минералов. Минералы, входящие в состав генетической ассоциации, могут образоваться одновременно или в разное время. Например, ассоциация более раннего пирита с развивающимся по нему гидрогематиту и гидрогётиту будет закономерной генетической, так как железо, входящее в состав новообразованных минералов, заимствуется из более раннего сульфида железа. Парagenетическая ассоциация минералов — частный случай генетической ассоциации. Важнейшее условие этой ассоциации — практически одновременное или близкоодновременное образование минералов. Примером может служить совместное нахождение галенита и сфалерита в гидротермальных жилах, талька и кальцита в метасоматических тальковых залежах и др.

Месторождения полезных ископаемых могут возникать одновременно или практически одновременно с формированием тех или иных горных пород, вмещающих промышленные залежи. Такие месторождения называют сингенетическими. Пример — залежи каменного угля в глинистых сланцах или алевролитах, алмазные кимберлиты и др. Во многих случаях залежи полезных ископаемых образуются значительно позже, чем горные породы, вмещающие промышленные залежи. Такие месторождения получили название эпигенетических. Пример — месторождения сульфидов металлов, возникших из горячих вод и находящихся в жилах, секущих слои вмещающих пород жилах, или сульфидов меди, никеля и других металлов, цементирующих предварительно раздробленные основные породы в определенных зонах и др.

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СТРОЕНИЕ РУДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

По особенностям формы можно выделить три группы полезных ископаемых: 1—тела, вытянутые в трех направлениях; 2—тела, вытянутые в двух направлениях; 3 — тела, вытянутые в одном направлении. Тела первой группы развиты в трех направлениях. Разновидность тел первой группы — изометричные тела, примерно одинаково развитые во всех направлениях. Иногда выделяют четвертую группу — неправильные тела, но, как правило, их относят к первой или реже ко второй группе.

К телам первой группы относятся гнезда и штоки. Гнезда — это небольшие тела неправильной, иногда округлой или овальной формы (рис. 3). Диаметр гнезда — один из главных элементов, определяющий их величину. Обычно он равен нескольким метрам, иногда десятым долям метра. Штоки отличаются от гнезд большими размерами, их диаметр — десятки, иногда сотни, реже тысячи метров (рис. 4). Штокообразные тела более или менее изометричной или неправильной формы, в которых промышленные компоненты расположены в мелких жилках, а также в виде вкрапленности, называются штокверками.

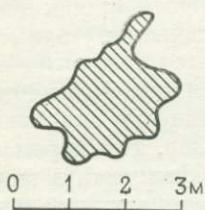


Рис. 3. Гнездообразное тело полезного ископаемого (разрез)

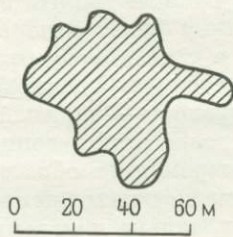


Рис. 4. Рудный шток (в плане)

К телам, вытянутым в двух направлениях, или плоским телам, относятся пласты, пластообразные тела и жилы. Пласт — это плитообразное тело осадочного генезиса, отделенное от вмещающих его пород плоскостями напластования. Важнейший параметр пласта — его мощность. Пластообразными телами являются залежи, напоминающие по форме пласты, но образовавшиеся путем замещения вмещающих пород в результате эндогенных процессов, (магматических или постмагматических), а также явлений эпигенеза в осадочных толщах.

Жилы — это вытянутые в двух направлениях простые тела или выполнившие трещины в горных породах, или разрывающиеся вдоль трещин или других пронизываемых зон, доступные для проникновения растворов, образовавшихся путем замещения вмещающих пород. Мощность жил обычно измеряется от сантиметров до десятков метров; она или сравнительно постоянная, или изменчивая — то увеличивающаяся в раздувах, то уменьшающаяся в пережимах. Жилы с чередованием раздувов и пережимов называют четковидными. Нередко жилы ветвятся, т. е. одна из жил разделяется на две или несколько. При расположении жилы в шарнирах складок формируются изогнутые жилы с максимальной мощностью в зоне изгиба (рис. 5). Камерные жилы имеют резкие раздувы — камеры (рис. 6). Поверхность, отделяющая жильное тело от вмещающих пород, называется залъбандом. Нередко вмещающие породы около жил изменены гидро-

термальными процессами. Эти изменения называют **околожилъными**.

Линзы занимают промежуточное положение между изометричными и плоскими телами. По форме они напоминают чечевицу, т. е. в центральных частях тел мощность существенно больше, чем в периферических. Линзы отмечаются и в осадочных, и в эндогенных месторождениях. Нередко встречаются сложные линзы, в том числе и ветвящиеся. В выпуклых линзах мощность центральной части существенно больше мощности периферических участков при общем высоком градиенте мощности. Плоские линзы приближаются по форме к пластам или пластообразным залежам.

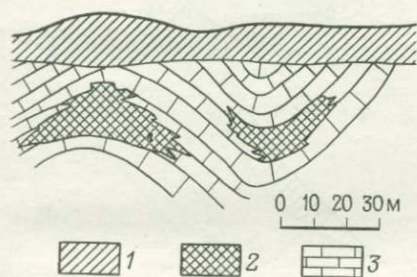


Рис. 5. Возрастанние мощности жилы в замках складок. По Н. С. Лавровичу:
1 — наносы; 2 — флюоритовая руда; 3 — известняки

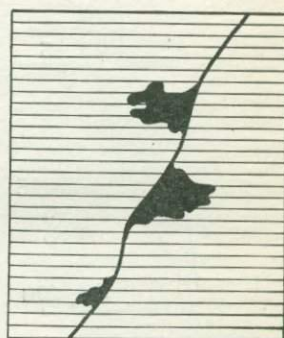


Рис. 6. Камерная жила. По В. И. Смирнову

Трубы, или трубообразные залежи, (рис. 7) также относятся к телам полезных ископаемых, вытянутых в одном направлении. Важный параметр труб — диаметр сечения и длина. Диаметр может быть более или менее постоянным или изменяется в различных частях труб.

Кроме того, встречаются рудные тела весьма сложной формы, существенно отличающиеся от охарактеризованных. Среди них следует отметить тела переходного типа между известными формами. Например, лентообразные залежи представляют собой переходный тип между второй и третьей группой тел. Они характеризуются большей протяженностью, а незначительной шириной и мощностью напоминают ленты. Тела полезных ископаемых или имеют постепенные переходы во вмещающие породы и в таком случае их границы нередко определяются только опробованием, или резкие, отчетливые.

Полезные компоненты внутри тел распределяются по-разному. При равномерном распределении участки тел, обогащенные полезным компонентом, называются рудными столбами. Форма рудных столбов различная: гнездовая, линзовидная и др. Формирование рудных столбов обусловлено в основном структурно-тектоническими и физико-химическими причинами. К последним относится, напри-

мер, смена состава вмещающих горных пород, влияющих на характер выделения полезных компонентов из рудоносных растворов. В ряде случаев рудные столбы возникают на тех участках, где рудотложение происходило неоднократно. В существенной мере это зависит от повторяющихся тектонических подвижек. В. М. Крейтер выделяет на основании структурных условий 14 типов рудных столбов: рудные столбы, связанные с участками пересечения и разветвления трещин, приоткрывания при тектоническом перемещении блоков, внутриминерализационных открытых швов, расширения трещин при переходе в более хрупкие породы, экранирования непроницае-



Рис. 7. Трубообразное тело (вертикальное сечение и горизонтальный разрез)



Рис. 8. Разрез жилы с апофизой

мыми для рудоносных растворов породами и экранирования трещинами и сбросами и др. Возникновение рудных столбов связывают с участками сопряжения трещин (участками куполовидных осложнений в шарнирных и крыльевых зонах складок, пересечения трещинами благоприятных пород, пересечения трещинами контактов горных пород с различными физическими свойствами), участками приоткрывания в складки волочения, а также с участками, где рудоподводящие каналы переходят в зоны дробления.

Нередко внутри рудных тел наблюдается много включений пустых пород, осложняющих строение залежей. Пласты полезного ископаемого иногда разбиты прослоями пустых пород на отдельные пакки. От тел полезных ископаемых могут отходить относительно небольшие ответвления — отростки, получившие название апофиз (рис. 8). В наклонно залегающих вытянутых телах полезных ископаемых выделяют висячий и лежащий бока, примыкающие соответственно к верхнему и нижнему контактам. Постепенное уменьшение мощности тел полезных ископаемых, вплоть до непромышленной или полного исчезновения, называется выклиниванием. Иногда в месте выклинивания тела разветвляются на мелкие непромышленные тела или отдельные мелкие прожилки.

Тела полезных ископаемых, контакты которых залегают согласно с залеганием вмещающих пород, называются согласными, а если тела пересекают слои осадочных или иных вмещающих пород под каким-либо углом, то их называют секущими.

Для выяснения ориентировки в пространстве определяют простирание и падение тел полезных ископаемых. Определение азимута простирания и угла падения принципиально не отличается от приемов, известных из курса структурной геологии. Однако для некоторых тел этого недостаточно и приходится вводить понятие о **склонении**. Это связано с отклонением оси тел полезных ископаемых от направ-

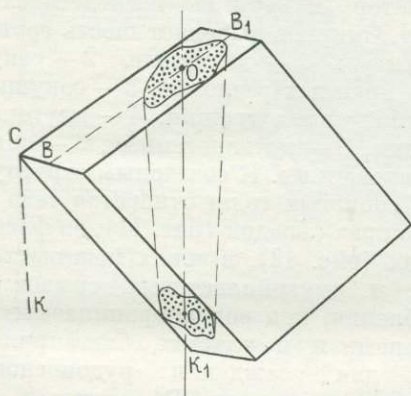


Рис. 9. Схема, на которой показано склонение рудного тела, падающего согласно с пластом вмещающих пород. ВВ₁ — линия простирания, ОО₁ — ось рудного тела, угол склонения ВВО₁; угол падения рудного тела в данном примере равен углу падения пласта вмещающих пород — КСК₁.

Рис. 10. Схема циркуляции рудоносных растворов по системе рудоносных структур. По В. И. Смирнову

ления падения тел, т. е. с перемещением тел в плоскости падения. Под углом склонения понимают угол, составленный линией простирания с направлением наибольшей вытянутости тела в плоскости его падения (рис. 9). Чтобы легче понять, что такое склонение, представим наклонно залегающий пласт известняка, разбитый системами трещин, расположенных под углом к линии падения этого пласта. Если к этим трещинам приурочена рудная залежь, то угол склонения будет соответствовать углу, образованному линией падения трещин и линией падения пласта известняка. Иногда необходимо знать угол, образованный осью тела полезного ископаемого и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Этот угол называют **углом ныряния**, или **скатывания**. Угол скатывания определяется для трубо- или листообразных тел, вытянутых по падению больше, чем по простиранию.

Для месторождений полезных ископаемых, формирование которых связано с поступлением рудоносных растворов или расплавов, огромную роль играют пути проникновения этих растворов (или

расплавов). Выделяют рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие структуры (рис. 10). Рудоподводящие структуры служат путями проникновения рудоносных растворов из глубинных зон в пределы рудоносных геологических структур. Из первых эти растворы проникают в рудораспределяющие структуры, определяющие более узкие участки локализации оруденения. Непосредственно рудные залежи приурочены к рудовмещающим структурам. Систематике рудовмещающих структур, имеющих исключительно важное значение в локализации тел полезных ископаемых, большое внимание уделяли А. В. Королев, В. М. Крейгер и другие исследователи. В. И. Смирнов выделяет шесть групп структур: 1 — согласные, 2 — секущие крупных разломов, 3 — секущие тектонических трещин, 4 — плутоногенные, 5 — вулканогенные, 6 — комбинированные. К согласным структурам слоистых толщ относятся тела в шарнирах складок (рис. 11), во флексурах (рис. 12), в зонах межпластовых и внутрипластовых срывов и дробления, под водонепроницаемыми экранами и в пластах, благоприятных для осаждения рудоносного «груза», в породах. В частности, в шарнирах антиклинальных складок могут задерживаться растворы, что способствует формированию здесь залежей (рис. 13). Нередко для рудотложения благоприятны карбонатные породы, породы, обогащенные органическим веществом, или породы

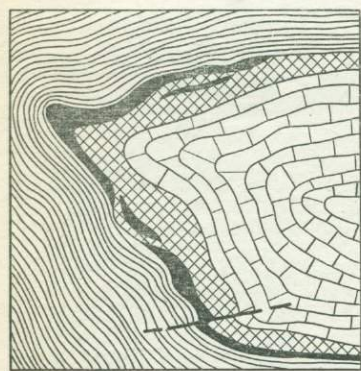


Рис. 11. Седловидная залежь (в плане) антимонита месторождения Средней Азии. По В. И. Смирнову:

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — убогие руды; 4 — богатые руды

хрупкие, более легкодробимые (рис. 14).

Секущие тела в крупных разломах приурочены к надвигам (рис. 15), к сбросам (рис. 16) и сдвигам. К секущим структурам тектонических трещин относятся тела в трещинах отрыва (рис. 17) и скола (рис. 18). Тела в трещине скола обычно имеют более выдержанную мощность и большую протяженность, чем в трещинах отрыва. Кроме того, к этой же группе относятся тела в трещинах оперения (рис. 19, а, б), на пересечении трещин, в зонах трещиноватости и рассланцевания. К группе плутоногенных структур относятся тела в структурах магматического расслоения, последовательных инъекций магмы, в структурах магматического течения, в трещинах контракции, в контактах согласных и секущих интрузий. К группе вулканогенных структур принадлежат тела в вулканических жерлах, в вулканических кальдерах, в трубках взрыва (рис. 20), в кольцевых трещинах и структурах вулканического наслоения.

К комбинированным структурам В. И. Смирнов относит тела на пересечении трещин и пластов.

Тела полезных ископаемых сложены минеральными агрегатами, которые могли возникнуть одновременно или разновременно. Для минеральных агрегатов характерна структура, зависящая от формы зерен, их размеров и характера сростания. Например, с

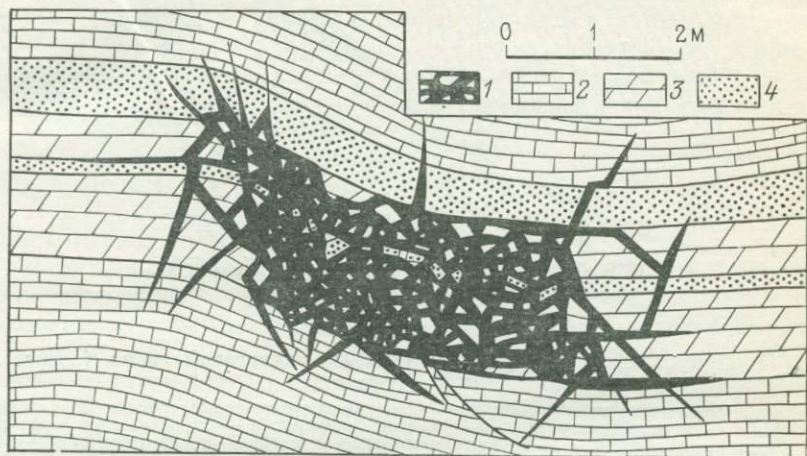


Рис. 12. Залежь полиметаллических руд во флекуре Северного Арканзаса. По Е. Мак-Найту:

1 — руда; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — песчаники

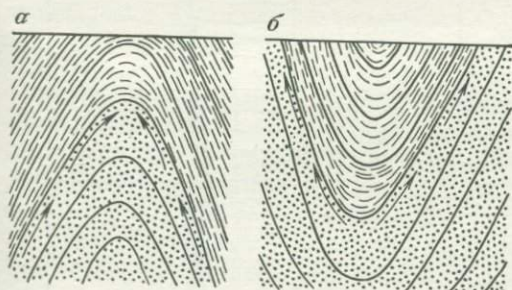


Рис. 13. Схема течения рудоносных растворов в антиклинальной и синклиальной складках.

По В. И. Смирнову:

а — концентрация растворов в антиклинальной складке; б — распыление растворов в синклиальной складке

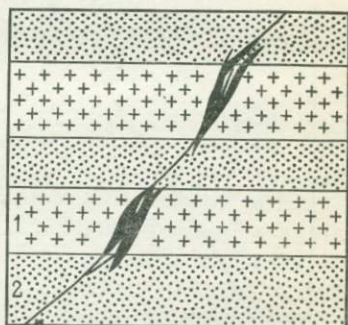


Рис. 14. Изменение ориентировки трещины и выполяющейся ее жилы при переходе из хрупких пород (1) в более пластичные (2).

По В. И. Смирнову

учетом размеров зерен структура может быть мелко-, средне-крупно- и неравномернoзернистой. Особенности генезиса определяют наличие волокнистой, обломочной, зональной структур, а также структур замещения, распада твердых растворов и т. д. (рис. 21, 22).

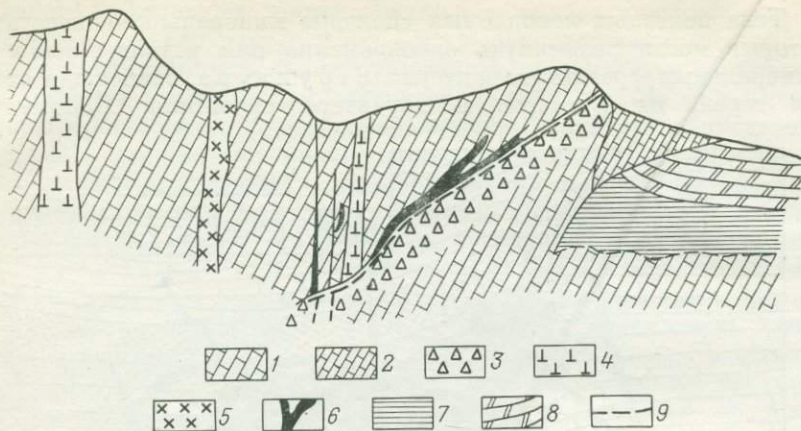


Рис. 15. Приуроченность рудного тела к надвиговой зоне (разрез). По И. В. Дюгаеву:

1 — белые массивные известняки; 2 — известняки темно-серые, расланцованные; 3 — брекчия; 4 — монзонит-порфиры; 5 — сиенит-порфиры; 6 — полиметаллические руды; 7 — меловые отложения; 8 — палеогеновые отложения; 9 — тектонические нарушения

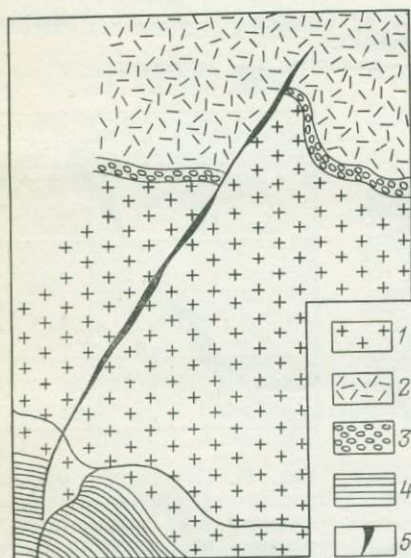


Рис. 16. Схема положения свинцово-цинковой жилы, приуроченной к сбросу (план) месторождения Садон на Кавказе.

По В. И. Смирнову:

1 — граниты; 2 — кератофиры, их брекчия и туфы; 3 — базальные конгломераты; 4 — юрские сланцы; 5 — рудная жила

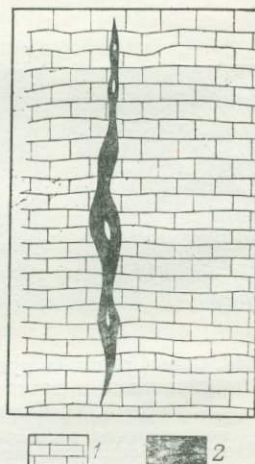


Рис. 17. Рудная жила, приуроченная к трещинам отрыва.

По Дж. Кемпу:

1 — известняк; 2 — руда

Текстура полезных ископаемых характеризуется формой, размерами и пространственным расположением различных минеральных агрегатов (рис. 23). Текстуры массивные (например, для богатых руд хромита, сложенных практически целиком одним минералом), вкрапленные (при наличии вкрапленности промышленно-ценных минералов или их небольших агрегатов в массе непромышленного агрегата), пятнистые (при распределении различных агрегатов в виде отдельных сравнительно изометричных агрегатов, т. е. «пятен» в плоскости сечения), полосчатые, сетчатые и др. Для брекчиевых текстур характерно наличие остроугольных обломков одного агрегата в другом, его цементирующем. Для брекчиевидных текстур типичны несколько округлые, как бы окатанные обломки. Если обломки обрастают серией вновь образованных зон последующего по времени агрегата, возникают кокардовые текстуры. Кроме того, имеются сланцеватые, плейчатые (как бы микроскладчатые), колломорфные, а также кавернозные, ячеистые, порошковатые и др. (см. рис. 23). Структурно-текстурным анализом можно выделить последовательность формирования тел полезных ископаемых. Более мелкие отрезки времени, связанные с однотипным характером процесса рудогенеза, названы стадиями, а более крупные, вызванные различными процессами, — этапами рудо(минерало)образования. Отдельные месторождения образуются за несколько этапов. Например, месторождение апатитов Мау-Кок в СРВ начало формироваться на осадочном этапе, когда возникли залежи фосфоритов. На метаморфическом этапе произошла перекристаллизация и фосфориты преобразовались в более крупнозернистые руды — апатиты. Эти руды сложены фтор-apatитом и карбонатами. Затем на этапе выветривания часть карбонатов выщелочилась и руды сложены почти мономинеральным агрегатом фтор-apatита.

Для изучения месторождений полезных ископаемых используются различные методы. Большую роль играет геологическая документация — описание и зарисовка искусственных и естественных обнажений, вскрывающих тела полезных ископаемых. Уделяется внимание особенностям внутреннего строения залежей, соотношениям агрегатов различных типов и сортов минерального сырья, а также характеру контактов залежей с вмещающими породами и околорудным изменениям этих пород. Наряду с зарисовками стенок горных выработок все большее значение приобретает фотодокументация, позволяющая более точно отразить особенности

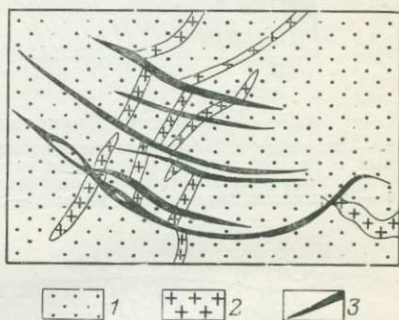


Рис. 18. Золото-кварцевые жилы, секущие и смещающие дайки порфировых пород. По Н. А. Шило:

1 — песчаники и сланцы; 2 — граниты; 3 — рудные жилы

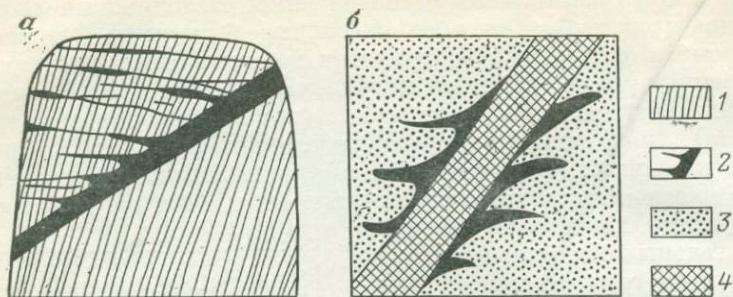


Рис. 19. Оруденение в трещинах оперения:

а — развитие сульфидно-касситеритового оруденения в трещинах оперения, сопряженных с рудной жилой, развитой в надвиге. По М. П. Материкову; *б* — рудные жилы, выполняющие трещины оперения у контактов дайки. По В. И. Смирнову.
 1 — глинистые сланцы; 2 — руда; 3 — вмещающие породы; 4 — основная горная порода

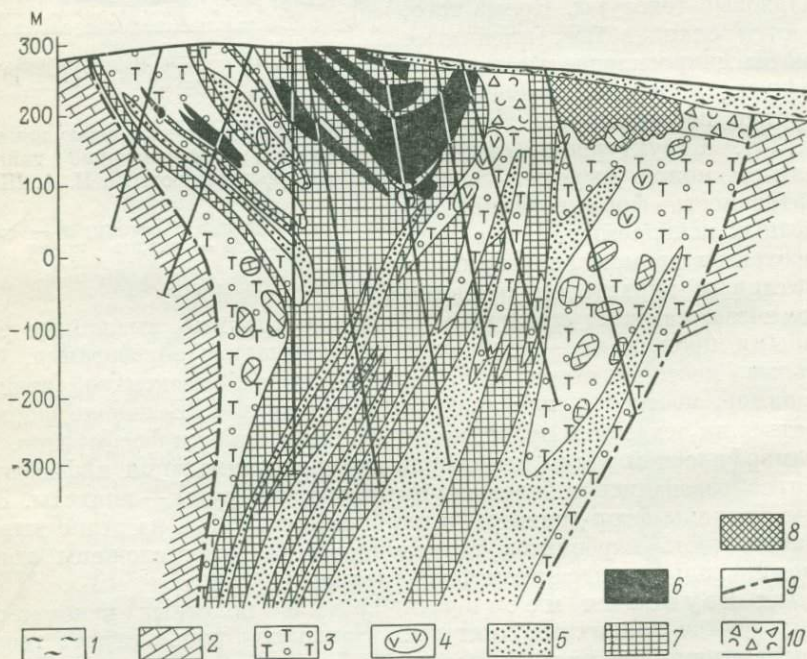


Рис. 20. Разрез рудной залежи Тагарского месторождения, приуроченного к трубке взрыва. По А. Капиносу и Б. Хадикову:

1 — четвертичный покров; 2 — известняки; 3 — туфы, частично метасоматически измененные; 4 — глыбы долерита; 5 — оруденелые породы (10—20% железа); 6—7 — магнетитовые руды, содержащие железа: 6 — более 50%, 7 — 20—50%, 8 — лимонитовые руды; 9 — контур трубки взрыва; 10 — структурные глины коры выветривания

строения залежей. Немаловажное значение имеют различные геофизические и геохимические методы исследования месторождений. Особое внимание уделяют опробованию залежей, что позволяет опре-

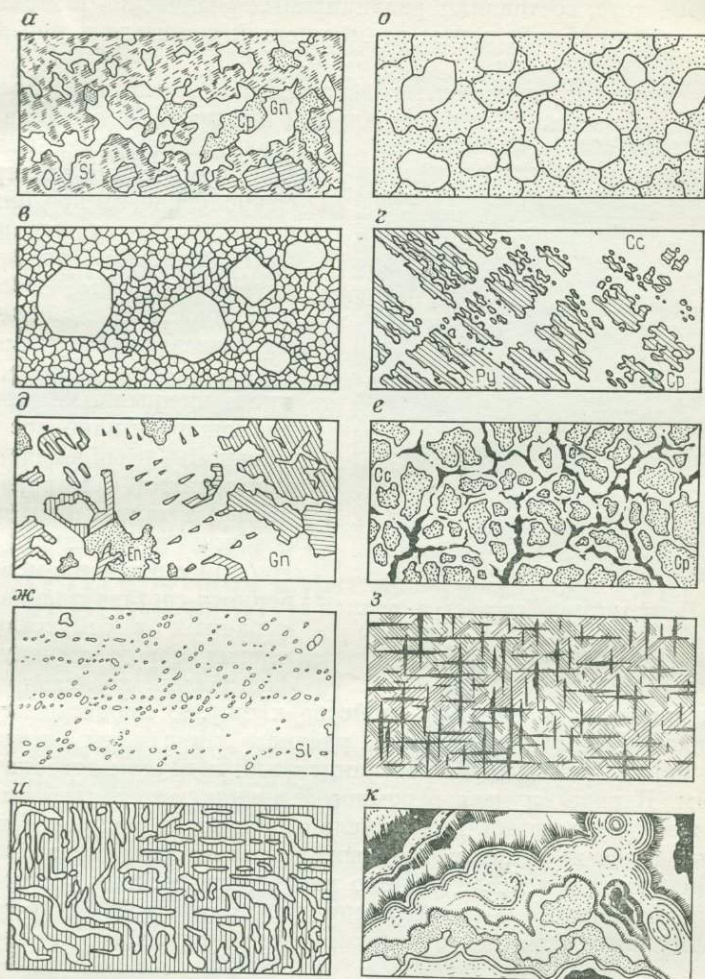


Рис. 21. Некоторые типы структур руд. По А. С. Голикову: а — зернистая; б — гипидиоморфнозернистая; в — порфировидная; г — раскрышенная замещения; д — скелетная замещения; е — петьчатая замещения; ж-и — распада твердых растворов: ж — эмульсионная, з — решетчатая, и — графическая; к — колломорфная; Sl, Sp, In и др. — символы минералов

делить качество и количество запасов минерального сырья и закономерности в локализации различных типов минерального сырья. Опробование же играет роль при технологических исследованиях полезных ископаемых. В процессе исследования месторождений состав-

ляют детальные геологические карты, вертикальные геологические разрезы, погоризонтные планы, а иногда и блок-диаграммы, отражающие морфологию и внутреннее строение тел полезных ископаемых. Кроме того, составляют различные геофизические и геохимические карты и профили, карты изомощностей вскрыши и ряд других графических материалов.

Сами полезные ископаемые всесторонне изучаются. Большую роль играет химический и спектральный анализ, исследование поли-

рованных и прозрачных шлифов, термические, электронно-графические, микрондвовые, рентгеноструктурные, инфракрасноспектрометрические и другие анализы. Исследуют особенности состава не только полезных ископаемых, но и вмещающих пород, в том числе вскрышных. Изучают возможности наиболее рационального комплексного использования минерального сырья, а также пути использования вскрышных пород. Наряду с изучением вещ-

ственного состава полезных ископаемых и сопутствующих горных пород, исследуют их физические свойства (прочность, пористость, магнитные свойства и др.). В процессе изучения месторождений большое внимание уделяют пликативным и дизъюнктивным нарушениям, зонам расланцевания и другим тектоническим явлениям. В ряде случаев огромное значение имеет изучение газонности месторождения, в том числе особенности распределения тех или иных газов в залежах твердых полезных ископаемых. Особое внимание придается исследованию гидрогеологических условий месторождений, для чего проводят специальные исследования, в том числе откачку подземных вод с целью определения дебита водопритока.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Все виды минерального сырья принято разделять на три группы: 1 — металлическое или, как часто, но не совсем точно называют, рудное сырье; 2 — неметаллическое, или, менее точно, нерудное сырье, 3 — горючие полезные ископаемые. К металлическому минеральному сырью относят руды большинства металлов — железа, меди, свинца, цинка и др. Только руды некоторых металлов, таких как натрий, калий, кальций, рассматриваются среди неметаллического сырья.

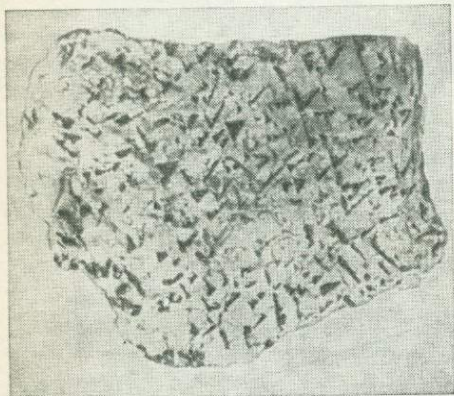


Рис. 22. Пегматитовая структура руд.
Фото Б. И. Зорина и Б. Е. Карского
(натуральная величина)

Это связано с тем, что используют их в значительной мере не в виде элементов-металлов, а как различные химические соединения. Однако называть эту группу рудным сырьем не совсем правильно, потому что к рудам в настоящее время относят и сырье для извлечения

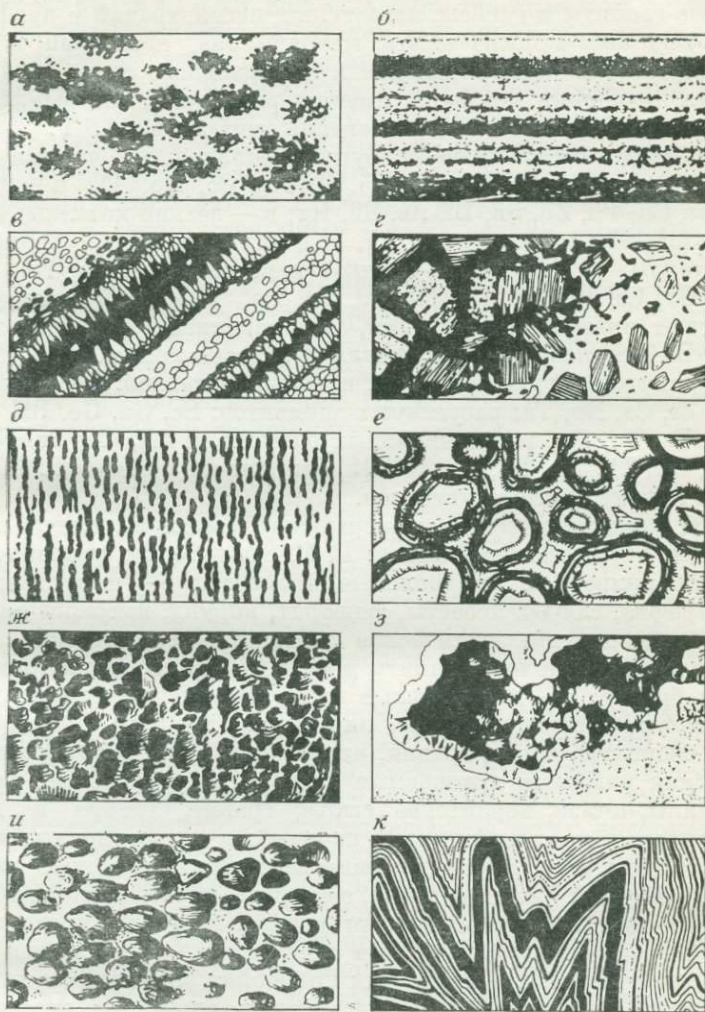


Рис. 23. Некоторые типы текстур руд. По А. С. Голикову:
 а — пятнистая; б — полосчатая; в — полосчатая с участием гребенчатой; г — брекчиевая; д — ритмически-полосчатая; е — кордовая; ж — губчатая; з — корковая; и — оолитовая; к — пloyчатая

неметаллических полезных ископаемых — асбест, графит, алмаз и др. Существуют виды сырья, которые занимают промежуточное положение между рудами металлов и неметаллов. Примером могут служить руды хрома: они используются в значительных количествах для по-

лучения феррохрома и в качестве неметаллического сырья — огнеупорного и химического. К неметаллическому сырью относят горно-химическое: руды фосфора, серы, бора и др.; горно-индустриальное: руды алмаза, графита, асбеста и др.; строительные материалы: строительные граниты и гнейсы, известняки, песок, гравий и др. К горючим ископаемым относят нефть, горючий газ, каменный и бурый уголь, горючие сланцы, торф. Среди минерального сырья, используемого для получения металлов, имеется ряд групп, которые различаются по особенностям использования металлов. А. Г. Бетехтин (1964 г.) выделяет следующие группы металлов: а — черные и легирующие металлы: Fe, Mn, Cr, Ti, V, Ni, Co, Mo, W; б — цветные металлы: Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, As, Sb, Hg; в — легкие металлы: Al, Mg; г — благородные металлы: Au, Ag, Pt и платиноиды; д — радиоактивные металлы: U, Th, Ra; е — редкие и рассеянные: Ta, Nb, Be, Zr, Hf, Sc, Ga, Cs, Rb, Pb, Li, TR, Cd, Ge, Re, Te, Se. Другие ученые предлагают иные классификации, отличающиеся от приведенной. Так, В. И. Смирнов к легким металлам относит кроме Mg и Al также Li и Be, выделяет группы редких и малых металлов: W, Mo, Sn, Co, Hg, Bi, Zr, Cs, Nb, Ta; рассеянных элементов: Sc, Ga, Ge, Rb, Cd, In, Hf, Re, Te, Po, Ac; редкоземельных элементов: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Gb, Lu. Никель отнесен В. И. Смирновым в группу цветных металлов.

Среди неметаллического минерального сырья выделяют следующие виды: а — горно-химическое: P, B, соли, Se, Sr, условно можно поместить природные минеральные пигменты; б — индустриальное: алмаз, графит, слюды, асбесты, флюорит, корунд, высокоглиноземистое сырье, тальк, пьезооптическое сырье; в — керамическое сырье: глины и каолины, полевые шпаты и их заменители, волластонит, магнезит и брусит; г — минеральные строительные материалы: гипс и ангидрит, карбонатные породы, диатомиты, трепелы, опоки, песчаники и кварциты, песок, гравий, изверженные и метаморфические породы как полезные ископаемые (петруггическое сырье, кровельные сланцы, пемза, перлитовое сырье, гранит, габбро и другие, изверженные и метаморфические породы); д — драгоценные и поделочные камни: агат, изумруд, гранаты, нефрит, родонит, лазурит, яшма, мраморный опикс, селенит, амазонит, ирризирующие полевые шпаты, аметист, хромдиопсид, благородные шпинели, хризолит.

И. Ф. Романович (1956 г.) все виды минерального сырья разделяет на три группы: 1 — сырье для получения элементов и их соединений: сырье для извлечения металлов и элементов химического сырья; 2 — сырье для извлечения промышленных минералов (алмазов, графита, асбеста, слюд и др.); 3 — промышленные горные породы (глины, известняки, граниты, горючие полезные ископаемые и др.). Такая группировка интересна при учете особенностей оценки минерального сырья, в том числе опробования.

В формировании месторождений полезных ископаемых принимают участие как эндогенные процессы, т. е. обусловленные внутренней тепловой энергией Земли (в том числе с магмой), и экзогенные, связанные с внешней по отношению к Земле солнечной энер-

гией. После завершения образования месторождений они могут подвергаться различным изменениям. Эти изменения, обусловленные эндогенными процессами, названы метаморфогенными. Изменения, связанные с экзогенными процессами, обычно относят к процессам выветривания или окисления тел полезных ископаемых.

Существует множество вариантов генетических классификаций месторождений полезных ископаемых. В табл. 1 приведен вариант классификации по В. И. Смирнову (1976 г.) с некоторыми изменениями. Так, группа магматических месторождений дополнена полномасштабными, особенно характерными для месторождений строительных материалов, а грейзеновые, альбититовые и колчеданные месторождения этого автора включены в группу гидротермальных. Кроме того, в серии экзогенных месторождений выделена группа подземноводных.

Более подробно группы и классы будут рассмотрены при описании условий образования этих подразделений.

Следует отметить, что все месторождения полезных ископаемых, образовавшиеся естественным путем, можно объединить в природную систему месторождений. Наряду с включенными в классификацию к природной системе относят и такие более редкие виды месторождений, как пирометаморфические, возникшие при обжиге глин вследствие подземных угольных пожаров, космодарные (астроблемные), сформировавшиеся в результате падения на Землю крупных тел из космоса, а также эксталяционные, образовавшиеся из вулканических газов.

Из группы гидротермальных месторождений В. И. Смирновым (1976 г.) выделены в самостоятельные группы месторождения грейзенового и альбититового типа, а также колчеданные. Нередко первые два типа месторождений называют апогранитовыми, так как они формируются в основном при раннем высокотемпературном замещении гранитов. Выделение колчеданных месторождений в особую группу обусловлено тем, что они образуются не только гидротермальными, но и эффузивно-осадочными и иными путями. Ряд геологов метаморфические месторождения помещают в серию эндогенных.

Месторождения полезных ископаемых, генезис которых связан с деятельностью человека, объединяются в техногенную систему. В ней, в частности, выделяются стихийная и целевая серии. К стихийной серии относятся месторождения отвалов, возникших при разработке природных месторождений, а также хвостов, сформировавшихся в результате переработки минерального сырья. В целевую серию следует включать месторождения, сознательно создаваемые человеком.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эндогенные месторождения формируются под действием теплового потока Земли, магматических процессов, повышенных давлений, характерных для различных зон земной коры и мантии.

Сводная генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Серия	Группа	Класс
Эндогенная	Магматическая	Полномагматический Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический
	Пегматитовая Карбонатитовая Скарновая Гидротермальная	Плутоногенный Вулканогенный Телетермальный
Экзогенная	Выветривания	Остаточный Инфильтрационный
	Россышная	Элювиальный Делювиальный Пролувиальный Аллювиальный Морской и озерный Гляциальный (моренный и флювиогляциальный)
	Осадочная	Механический Химический Биохимический Вулканогенно-осадочный
	Подземноводная и газонефтяная	
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионального метаморфизма Контактового метаморфизма
	Метаморфическая	Амобильный Ограниченно мобильный Мобильный

В серии эндогенных месторождений выделяются следующие группы: магматическая, пегматитовая, карбонатитовая, скарновая и гидротермальная (см. табл. 1).

Магматические месторождения

Эти месторождения образуются в процессе становления интрузивных массивов, в период, когда магма жидкая и кашеобразная или

не полностью она еще раскристаллизовалась и присутствует в виде расплава, например, в нижней части магматической камеры. Магматические месторождения формируются при высоких температурах (700—1500 °С). Давление в условиях их образования может изменяться. Например, для месторождений, возникающих из лавовых потоков, оно составляет несколько сот паскалей, а связанных с интрузиями, внедрившимися на глубине, — десятки паскалей.

Месторождениями полезных ископаемых могут являться части интрузивов или отдельные интрузивы целиком (например, месторождения строительных гранитов, габброидов для производства плавленого камня и др.). Магматическая дифференциация на формы тел таких полезных ископаемых существенно не влияет, их образование шло в течение всего процесса становления интрузивов, в связи с чем их называют полномагматическими. Форма залежей полномагматических месторождений — штоки, дайки и другие тела, присущие интрузивам. Для многих видов минерального сырья магматического происхождения большую роль сыграли процессы дифференциации. Такая дифференциация происходит или на стадии расплава до его кристаллизации, или в процессе кристаллизации. В первом случае вещество дифференцируется путем разделения единой жидкой магмы на две различные несмешивающиеся жидкие магмы. Такой процесс называется ликвацией, а месторождения, возникшие в результате такого разделения, называют ликвационными. К ним относят, например, медно-никелевые месторождения, связанные с основными породами. При высоких температурах магматический расплав представляет собой единую сульфидно-силикатную магму. По мере ее остывания сульфидный расплав выделяется из силикатного. Это разделение может происходить как в верхней магматической камере, в которой затем сформируется и рудовмещающий интрузив, так и в более глубокой промежуточной камере с последующей его инъекцией в верхнюю камеру; более плотные, чем силикатная магма, капельки сульфидной магмы под действием гравитации постепенно опускаются вниз к почве камеры. Здесь в придонной ее части они могут формировать рудную залежь. Часть капелек рудной магмы иногда сталкивается с пузырьками газа, поднимающимися вверх. Прилипая к капелькам рудной магмы, пузырьки газа поднимают их в верхнюю часть магматического тела и в этом случае может образоваться висячая залежь вкрапленных руд (рис. 24). Сформировавшееся из опустившихся вниз капелек рудной магмы сульфидное магматическое тело иногда еще до раскристаллизации подвергается давлению вследствие тех или иных тектонических процессов. В результате рудная магма выдавливается вверх и достигает уже остывших закристаллизованных участков силикатной магмы. В таком случае формируются секущие — инъекционные — жилы ликвационных месторождений. Часть таких жил может полностью отделиться от придонного сульфидного тела, а часть других — с ним соединиться (рис. 25). Инъекционные сульфидные тела иногда формируются и из магматического сульфидного очага, образованного в промежуточной камере.

При более низких температурах на гидротермальном этапе состав и морфология рудных тел, возникших на магматическом этапе, могут несколько измениться. Форма рудных тел ликвационных месторождений — жилы, сложные жилы, гнезда, линзы, штоки.

К раннемагматическим (сегрегационным) месторождениям относят такие месторождения, промышленные минералы которых выделялись из расплава раньше, чем сопутствующие им минералы.

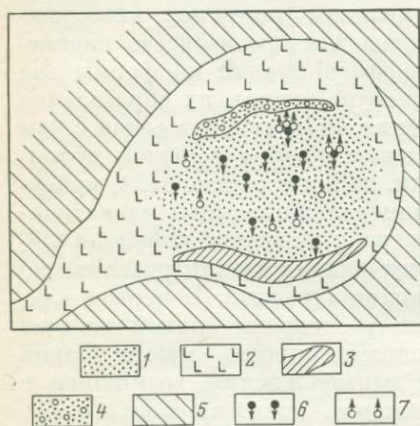


Рис. 24. Схема формирования лекачей («донной») и висячей залежей руд при ликвации:

Зоны: 1—магматический расплав; 2—зона магматической камеры, в которой завершилась кристаллизация расплава; 3—донная залежь; 4—висячая залежь; 5—вмещающие магматические комплексы породы; 6—капельки расплава рудной магмы; 7—пузырьки газов

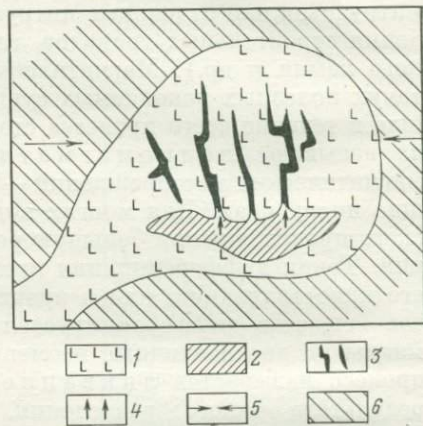


Рис. 25. Схема формирования инъекционных залежей позднемагматических месторождений при внедрении рудных расплавов во вмещающие магматические породы из зоны скопления рудного расплава:

1 — зона магматической камеры, в которой завершилась кристаллизация магматических горных пород; 2 — зона рудного расплава; 3 — инъекционные рудные залежи; 4 — движение рудного расплава из зоны расплава в трещинные полости; 5 — сжимающие усилия, в результате которых расплав внедряется в полости. Кроме того, этот процесс может проходить и при всасывании расплава при раскрытии полостей (в условиях растяжения); 6 — вмещающие породы

Примерами могут служить месторождения хромита, связанные с Бушвельдским комплексом Южной Африки. Хромит на этих месторождениях выделялся из магмы одним из первых и вследствие большей плотности формировал скопления в придонных частях магматических камер. Форма тел полезных ископаемых раннемагматических месторождений — пластообразные залежи, линзы, шпирь, гнезда.

К позднемагматическим (гистеромагматическим) относят месторождения, промышленно-ценные минералы которых образовались позднее основной массы сопутствующих минералов, слагающих магматическую породу. В одном случае полезными минералами (или минералом) обогащены отдельные зоны интрузивов, которые и представляют собой рудные залежи. Примером служат титановые

месторождения вкрапленных руд ильменита в габброидах, известные, например, на Урале. В них ильменит с сопутствующим ему магнетитом и апатитом выделился позднее основной массы силикатов, слагающих габбро. В другом случае после выделения силикатов обогащенная рудными компонентами остаточная магма отжимается в верхние, уже затвердевшие части интрузива, где затем формируются инъекционные рудные залежи. Явление «отжатия» рудной магмы от силикатной «каши» получило название *фильтр-прессинга*. Форма рудных тел позднемагматических месторождений — жилы, штоки, линзы, реже пластообразные залежи.

К подобным позднемагматическим инъекционным месторождениям ряд геологов относят отработанное Кусинское месторождение титаномагнетитовых руд, из которых получали ильменитовый и магнетитовый концентраты. Причем из руд этого месторождения извлекали не только железо, но и ванадий. К позднемагматическим инъекционным месторождениям относят также апатит-нефелиновые месторождения Хибинского массива и ряд месторождений хромитов. Правда, некоторые геологи не согласны с позднемагматическим генезисом последних.

О физико-химических условиях образования магматических месторождений можно судить по следующим данным. Температура искусственного получения алмазов — около 1500°C , давление — первые тысячи мегапаскалей. Вероятно, близки к этим и условия, в которых образуются природные алмазы. Верхнее значение давления процессов образования магматических месторождений близко к атмосферному, так как в поверхностных или приповерхностных условиях формируются эффузивные месторождения (например, месторождения липаритов, как кислотостойких материалов). Минимальные температуры магматического рудогенеза приближаются, по мнению А. Г. Бетехтина, к 300°C , что отвечает образованию некоторых сульфидов магматических месторождений. М. Н. Годлевский установил, что сульфиды месторождений Норильска кристаллизовались после распада титаномагнетита, который, по данным П. Рамдора, проходит при $600\text{—}700^{\circ}\text{C}$.

Пегматитовые месторождения

Эти месторождения тесно связаны с магматическим процессом. Часть из них, несомненно, образуется на завершающих стадиях магматического процесса и последующих постмагматических. Генезис пегматитов сложен и этим, вероятно, объясняется различное его толкование. Следует учитывать, по-видимому, и разные пути формирования месторождений этой группы. Наиболее характерны пегматитовые образования, по составу породообразующих минералов в основном отвечающие гранитам, т. е. гранитные пегматиты. Однако существуют пегматиты, соответствующие щелочным породам — щелочные пегматиты, а также отвечающие основным и, по-видимому, ультраосновным и другим типам магматических пород. Среди гранитных пегматитов А. Е. Ферсман выделил пегматиты *чистой линии*, расположенные среди гранитов и близких к ним по составу

ву пород, и пегматиты линии скрещения, или десилицированные, связанные с гранитной магмой, но залегающие в породах, резко отличающихся от гранитов по составу — гипербазитах, базитах и карбонатных породах.

Строение пегматитовых тел во многих случаях сложное зональное. Характерны зоны с гигантокристаллической структурой. Кроме того, для пегматитов типично присутствие минералов, содержащих так называемые летучие вещества — фтор, хлор, бор, водород, воду, углекислоту и др., которые снижают вязкость пегматитового расплава и температуру его кристаллизации. Ряд геологов считают, что пегматиты сформировались из остаточного гранитного расплава, обогащенного летучими компонентами. В нашей стране наиболее детально эта гипотеза разработана А. Е. Ферсманом. Им выделено пять этапов в образовании гранитных пегматитов: 1 — магматический, 2 — эпимагматический, 3 — пневматолитовый, 4 — гидротермальный, 5 — гипергенный. В пределах этапов были намечены фазы, обозначенные латинскими буквами. Например, в гидротермальном этапе установлены три фазы: высокотемпературная — Н, среднетемпературная — I и низкотемпературная — К. Гипергенная фаза — L, с ней связано выветривание тел пегматитов, в том числе развитие по эндогенным минералам глинистых минералов, гидроксидов, гипергенного кремнезема и др. После отделения от материнского магматического очага пегматитовый расплав, по мнению А. Е. Ферсмана и его сторонников, проникал в какую-то камеру, расположенную или в раскристаллизованной части интрузива, или в пределах вмещающих пород; в камере расплав постепенно остывал и раскристаллизовывался. На одной из ранних фаз происходила кристаллизация кристаллов калиевого полевого шпата в определенных количественных соотношениях с кристаллами кварца (74% калиевого полевого шпата и 26% кварца). При этом кварц выделялся в виде характерных вростков в полевоом шпате, формируя структуру, известную как структура письменного гранита (см. рис. 22), или пегматитовая. Горную породу с такой структурой называют пегматитом (пегматит в узком смысле слова). В широком смысле под пегматитом понимают целиком тела, сложенные и породами такой структуры, и другими более внутренними зонами. После образования письменного гранита в пегматоидные фазы D и E из оставшейся газовой-жидкой смеси так называемого флюида, кристаллизовался гигантокристаллический агрегат, состоящий из мусковита, топаза, берилла и других минералов. Температура кристаллизации письменных гранитов, по А. Е. Ферсману, 600—700 °С, а гигантокристаллического агрегата 500—600 °С. Затем в надкритические фазы F и G при температуре 400—500 °С оставшийся флюид взаимодействует с ранее выделившимися минералами. Образуются альбит, зеленые слюды, минералы лития и др. На гидротермальном этапе при температуре 50—400 °С возникают карбонаты, цеолиты, сульфиды. Пегматитовые тела, согласно рассматриваемой гипотезе, формируются в закрытой системе, без поступления порций растворов извне. Гипотезой А. Е. Ферсмана не учтено ограниченное растворение воды в магме. Однако она не утратила научного значения и ряд

геологов и в настоящее время придерживаются этой гипотезы, правда с некоторыми внесенными поправками. К. А. Власов, учитывая ограниченное растворение воды в магме, полагал, что пегматиты возникают из остаточных магматических расплавов-растворов, обогащенных свободными газами. Большое внимание он уделяет минерализаторам, в том числе бору и фтору.

Р. Джонсон, Е. Камерон, К. Ландес и др. (США) считают, что система, в которой формировались пегматиты на первом магматическом этапе — фракционной кристаллизации расплава — была полузакрытой. Из системы мог удаляться ряд веществ, а привноса не было. Затем, на метасоматическом этапе система становилась открытой и поступающие извне минерализованные газоводные растворы замещали некоторые ранее возникшие минералы, в результате образовались альбит, кварц, мусковит и минералы редких металлов. Д. С. Коржинский высказал близкую к рассматриваемой точку зрения о генезисе пегматитов. Он полагал, что пегматитовый расплав формирует лишь простые пегматиты, состоящие из небольшого числа минералов, в частности пегматиты с письменной структурой. И лишь впоследствии привнесенные из магматического очага минерализованные растворы способствовали возникновению сложных пегматитов с более полным комплексом минералов, в том числе с мусковитом, бериллом, топазом, турмалином, минералов редких элементов и др. Эти минералы возникают метасоматическим путем.

А. Н. Заварицким и его последователями разработана третья гипотеза формирования пегматитов. Он полагал, что особой остаточной пегматитообразующей магмы не существует и на первом этапе пегматиты возникают при собирательной перекристаллизации близких к простым пегматитам пород — гранитов, аплитов и др. Эта перекристаллизация, приводящая к формированию крупно- и гигантокристаллических агрегатов, осуществлялась под воздействием газоводных горячих растворов в закрытой системе. На втором этапе система уже открыта и из нее удаляются некоторые компоненты, в связи с чем раствор становится неравновесным по отношению к ранее образованным минералам: происходит их метасоматическое преобразование. Гипотезу А. Н. Заварицкого продолжали развивать ряд геологов, в том числе В. Д. Никитин. Он считал, что система была открытой на всех этапах пегматитообразования. Преобразование же в ней происходило за счет привноса постмагматических растворов из глубины.

В последнее время ряд геологов, в том числе Ю. М. Соколов, развивают взгляды на метаморфическое происхождение пегматитов. Считается, что пегматитовый расплав формируется в процессе ультраметаморфизма, который является также и причиной образования гранитной магмы в земной коре (коровой гранитной магмы). Часть пегматитов возникает вообще без стадии расплава, а путем перекристаллизации осадочного субстрата в высокотемпературных условиях. Эти взгляды до известной степени приближаются к взглядам А. Н. Заварицкого. При формировании пегматитового расплава происходит селективное плавление метаморфических пород, т. е. в рас-

плав переходят компоненты, способные сделать его наиболее легкоплавким, близким к эвтектическому расплаву полевого шпата и кварца. Расплав этот сходен по составу с составом гранитной магмы и формируется на прогрессивном этапе метаморфизма. Вначале возникают граниты, которые затем преобразуются в пегматиты. Это происходит как при переходе от прогрессивного метаморфизма к регрессивному, так и при последующем регрессивном метаморфизме.

По-видимому, в различной геологической обстановке пегматитообразование может протекать разным путем. Например, так называемые камерные пегматиты, приуроченные преимущественно к верхним (т. е. апикальным) частям гранитоидных массивов, формируются, вероятно, по схеме, близкой к гипотезе, развитой А. Е. Ферсманом. В других условиях возможно возникновение пегматитов, что отражено в гипотезах А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, В. Д. Никитина, Ю. М. Соколова и др.

Форма тел полезных ископаемых в пегматитах — линзы и сложные линзы, штоки, жилы, а также пластообразные и нередко гнездообразные тела. С пегматитами связаны месторождения высококачественного мусковита, полевого шпата, бериллия, лития, цезия, пьезокварца, топаза, тантала, ниобия, урана, оптического флюорита и других видов сырья.

Карбонатитовые месторождения

Карбонатитовые месторождения связаны с особыми комплексами горных пород, в сложении которых существенную роль играют ультраосновные породы, щелочные породы и эндогенные карбонатные породы — карбонатиты. Эти комплексы характерны для платформ. Обычно устанавливается определенная последовательность в формировании комплексов. Более ранние — ультраосновные породы, затем внедряется щелочная магма и формируются щелочные породы. С ними связано изменение вмещающих интрузивы пород — их фенитизация. Фениты — это преобразованные вмещающие породы, по составу приближающиеся к щелочным породам. Возникают они за счет гнейсов и других горных пород. Воздействие же щелочной магмы на ультраосновные породы приводит к частичному или почти полному их замещению меллитовыми, амфибол-биотитовыми, флогопитовыми, апатит-магнетитовыми и другими породами и рудами. Затем формируются существенно карбонатные породы — карбонатиты, образующиеся в несколько стадий, причем от стадии к стадии изменяется состав карбонатов. На более ранних стадиях обычно возникают кальцитовые карбонатиты, затем кальцит-доломитовые и, наконец, доломит-анкеритовые и сидерит-анкеритовые. В карбонатитах и ряде пород рассматриваемых комплексов отмечаются промышленные минералы, такие как магнетит, апатит, пироксид, барит, флюорит, флогопит, гематит, перовскит, бадделейт, целестин, бастнезит, паризит, колумбит и др., которые входят в состав промышленных залежей. Часть элементов, таких как железо, титан, возможно, стронций, заимствуются из вмещающих рудные залежи пород, в том числе из более ранних ультраосновных пород — оливинитов и пироксенитов,

часть привносится из глубинного очага — это цирконий, ниобий, тантал, фосфор, редкие земли и некоторые другие элементы.

Карбонатиты формируются в результате замещения более ранних горных пород, в первую очередь ультраосновных и щелочных, а также путем кристаллизации особой карбонатитовой магмы. Наличие последней подтверждается извержением ее в отдельных вулканах Восточной Африки.

По данным А. А. Кухаренко, карбонатиты образовались при температурах от 600 до 150—100 °С.

Для массивов, состоящих из ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, характерны сложные трубообразные формы. Нередко те или иные породы формировались по кольцевым разломам. Морфология тел полезных ископаемых в рассматриваемых комплексах сложная. Здесь развиты трубо- и гнездообразные тела, гнезда, сложные жилы. Иногда полезные компоненты проникают во вмещающие комплексы породы, подвергшиеся фенитизации. В фенитах, например, в ряде случаев отмечается промышленное содержание апатита.

Скарновые месторождения

Скарновые месторождения формируются в зонах контактов магматических пород с вмещающими их осадочными или эффузивно-осадочными породами. Именно поэтому их нередко отождествляют с контактово-метасоматическими. Однако после работ Д. С. Коржинского, указавшего на большую роль обмена компонентами различающихся по составу горных пород, термины «контактово-метасоматические» и «скарновые» не следует считать синонимами. Термин «контактово-метасоматические месторождения» более широкий: он включает и скарновые месторождения, и месторождения, не связанные со скарнами, а возникающие в процессе метаморфизма на контактах различных пород, например гипербазитов и серицит-кварцевых сланцев (месторождения талька). Под скарнами понимают контактовые метасоматические породы, сложенные определенным комплексом минералов, ведущую роль в которых играют гранат, пироксены, волластонит, везувиан, скаполит, шпинель, гумит, тремолит и некоторые другие. Контактные породы, возникшие без метасоматоза, но с близким к скарнам составом называют скарноидами. Метасоматические породы, сопровождающие скарны, но имеющие отличный от них минеральный состав, называют околоскарновыми. Примером могут служить диоксид-плагноклазовые породы, сложенные в существенной степени плагноклазом, нетипичным для скарнов. Скарны развиваются как по вмещающим породам, так и по прорывающим их интрузивам. Скарны, возникшие за счет вмещающих пород, называют экзоскарнами, а заместившие интрузивные породы — эндоскарнами (рис. 26). Среди скарновых пород имеются известковые скарны, развившиеся в зоне контакта интрузивов и известняков, и магнезиальные скарны, типичные для зоны контакта интрузивов и доломитов. Выделяют также силикатные скарны, сформировавшиеся по алюмосиликатным породам (например, туфо-

песчаникам, вулканическим туфам и др.). Магнезиальные и известковые скарны различаются по минеральному составу. Среди минералов известковых скарнов следует упомянуть гранат, волластонит, пироксены, эпидот, везувиан, кальцит. Для магнезиальных скарнов характерны форстерит, диопсид, гумит, серпентин, флогопит, гранат, хлоритоид, кальцит. В составе этих скарнов преобладают минералы, содержащие магний.

Большинство скарнов возникает на сравнительно небольших глубинах (1—3,5 км). Однако, по данным Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова, магнезиальные скарны формируются на значительном удалении от поверхности. По расчетам В. А. Жарикова, глубина их образования может достигать 30—40 км. Но, вероятно, в большинстве случаев она не превышает 15—20 км.

Начальная температура возникновения скарнов обычно не более 900 °С, а завершается скарновый процесс при температурах 100 °С, возможно, 50 °С. Часть скарнов может образовываться на магматической стадии, т. е. в период, когда внедрившаяся во вмещающие породы магма еще не затвердела. Это относится, согласно взглядам Д. С. Коржинского, к магнезиальным скарнам. Основная же масса скарнов формируется в период, когда магма, по крайней

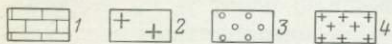
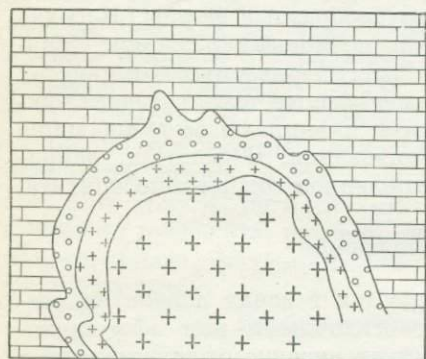


Рис. 26. Схема расположения зон эндо- и экзоскарнов на контакте магматических и вмещающих пород:

1 — известняки; 2 — граниты; 3 — экзоскарны; 4 — эндоскарны

мере в верхних приконтактных зонах, раскристаллизуется. Об этом свидетельствует тот факт, что скарнированию подвергаются не только вмещающие, но и магматические эндоконтактные области, кроме того, нередко скарнирование развивается неравномерно — использует тектонические зоны, которые возникают в твердых горных породах. В связи с этим интересно отметить, что скарны развиваются обычно не по всему контакту вмещающих горных пород и интрузивов, а вдоль участков контакта, испытавших тектонические подвижки. Эти подвижки могли осуществиться только после отвердевания магмы в приконтактной зоне.

Развитие эндо- и экзоскарнов осуществляется при встречном перемещении компонентов. Из интрузивных тел во вмещающие породы обычно поступают алюминий, кремний и другие петрогенные, а также ряд металлогенных элементов, а в магматические породы проникают кальций, иногда магний и другие элементы. Обмен компонентами может осуществляться путем диффузии через медленно просачивающиеся или практически застойные воды, и скарны при этом называ-

ют диффузионными. Мощность диффузионных скарнов, как правило, невелика и измеряется от сантиметров до первых метров, реже десятков метров. Во многих случаях компоненты переносятся не путем диффузии, а непосредственно перемещающимся потоком водных растворов, т. е. инфильтрацией. Такие скарны названы инфильтрационными. Мощность инфильтрационных скарнов, как правило, значительно больше диффузионных и может достигать нескольких сот метров. В ряде случаев осуществляются в заметных масштабах одновременно и диффузия, и инфильтрация.

Для скарнов характерно зональное строение. Эта зональность обусловлена различными факторами, в том числе разной подвижностью компонентов и сменой физико-химических условий скарнообразования во времени. Например, по первой причине зональность может возникнуть благодаря тому, что более подвижные компоненты проникают на большую глубину в контактирующие породы и там образуются минералы с их участием. В менее удаленной зоне формируются минералы с участием более инертных компонентов. К компонентам с повышенной подвижностью или «вполне подвижным» (по Д. С. Коржинскому) относятся в большинстве случаев вода, углекислота и щелочные металлы. Инертны обычно титан, алюминий и некоторые другие. Компоненты изменяют степень подвижности в зависимости от физико-химической обстановки, и инертные в одних случаях они могут стать вполне подвижными в других. Анализ смены минеральных зон и характер взаимоотношения между зонами минералов позволяют выявлять ряды относительной подвижности компонентов. Например, для диффузионных образований в архее Прибайкалья Д. С. Коржинский приводит следующий ряд: H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 . Подвижность возрастает в этом ряду справа налево, причем к инертным компонентам относятся MgO, SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 . Для Турьинских медных рудников этот исследователь установил следующую смену зон, возникших в результате диффузионного процесса: 0 — нулевая зона исходной породы, т. е. неизменного кварцевого диорита; 1 — околоскарновая порода, сложенная кислым плагиоклазом, кварцем, диопсидом, сфеном; 2 — околоскарновая диопсид-плагиоклазовая порода; 3 — пироксен-гранатовый скарн; 4 — гранатовый скарн; 5 — салитовый скарн (салит — разновидность пироксена); 6 — мраморизованный известняк. Зональность присуща и диффузионным, и инфильтрационным скарнам. Но если в зонах диффузионных скарнов минералы переменного состава (пироксены, гранат и др.) могут изменять свой состав вкрест простирания зон, то в инфильтрационных скарнах состав минералов в пределах каждой из зон постоянен.

Происхождение зональности Д. С. Коржинский и его последователи объясняют в основном изменением состава растворов по пути миграции компонентов. Известную роль в формировании зональности, вероятно, сыграла и смена растворов во времени. Роль смены растворов в изменении состава скарновых минералов отметил П. П. Пилипенко. По его мнению, на первых стадиях скарнового

процесса возникали сухие скарны, т. е. скарны с минералами, лишенными группы (ОН), например гранат, волластонит и др. На стадиях водных скарнов формировались водосодержащие минералы — амфиболы, эпидот и др.

В образовании скарновых месторождений определенную роль в экстракции полезных компонентов из магматических очагов (в том числе и магматических расплавов) могла сыграть термодиффузия, приводящая к миграции в приконтактные зоны интрузий элементов с большей массой, чем кремний, кислород, алюминий, магний и другие, петрогенные элементы. К таким элементам относятся железо, молибден, свинец, цинк и др. Механизмом термодиффузии можно объяснить и перемещение к периферии захваченных при ассимиляции элементов. Иными словами термодиффузия может быть дополнительным рудогенерирующим фактором, наряду с такими, как заимствование некоторых компонентов в процессе ассимиляции и контаминации из вмещающих пород (например, обогащение кислых магм железом при захвате расплавом основных эффузивных пород).

Со скарнами связано формирование ряда видов минерального сырья, в том числе месторождения железа, вольфрама и молибдена, меди, олова, свинца и цинка, бора, волластонита, флогопита, берилла, мышьяка и др. Форма тел полезных ископаемых скарновых месторождений линзо- и гнездовидная, штоко- и пластообразная.

Гидротермальные месторождения

Эти месторождения возникают из горячих водных растворов, циркулирующих в земной коре, а иногда и выходящих на поверхность земли. Иногда под гидротермальными месторождениями понимают только такие, которые формируются постмагматическими растворами. Однако достоверных критериев, определяющих генезис растворов, в настоящее время нет. Кроме того, допускается возможность генезиса месторождений из смешанных вод — постмагматических и вадозных. Поэтому не следует считать гидротермальные месторождения только постмагматическими. Одни гидротермальные растворы возникают на последних стадиях кристаллизации магм — это ювенильные воды; другие — из циркулирующих в земной коре подземных вод поверхностного происхождения, т. е. вадозных. Это и древние седиментационные воды, сохранившиеся в толщах горных пород, и так называемые элизонные воды, выделяющиеся из горных пород (например, глинистых пород) в связи с их уплотнением. Это и возрожденные воды, удаляющиеся из горных пород в процессе метаморфизма (метаморфическая вода).

Наряду с гидротермальными некоторые геологи выделяют и пневматолитовые месторождения, которые, как полагают, формируются из горячих газов, поступающих из магматических очагов. В связи с тем, что точно неизвестно, чем пневматолитовый процесс отличается от гидротермального для месторождений, возникающих в подземных условиях, то и нет достаточных оснований для выделения этого класса. Кроме того, газы входят в состав гидротермальных рас-

творов, особенно в их высокотемпературные разности, и ряд месторождений, ранее относимых к пневматолитовым, согласно более поздним исследованиям, оказались гидротермальными. В условиях вулканической деятельности можно четко выделить месторождения, связанные с газовой фазой. Эти месторождения называют *эксталяционными*. Примерами последних служат некоторые месторождения серы.

Гидротермальные растворы переносят различные полезные компоненты, из которых в результате осаждения формируются те или иные месторождения. Полезные компоненты попадают в гидротермальные растворы различными путями: или из магматических очагов, или из тех горных пород, по которым циркулируют гидротермальные растворы, или непосредственно из мантии Земли. В магматических очагах могут находиться и такие компоненты, которые присущи самой магме, в связи с особенностями ее состава или, как говорят, магматической специализацией. Например, для гранитоидов характерно повышенное содержание урана и золота. Некоторые компоненты попадают в магму вместе с вмещающими породами, которые усваиваются магмой, т. е. при ассимиляции. Например, по мнению А. П. Никольского, при усвоении гранитоидной магмой песчано-сланцевых толщ с повышенным содержанием олова последнее обогащает магму этим компонентом. Большое значение имеет состав исходных пород, из которых формируются некоторые виды коровых магм, т. е. магм, образующихся в условиях земной коры. Поэтому для оценки рудоносности регионов следует учитывать не только состав магматических пород, но и их происхождение, в том числе помнить, являются ли они мантийными (т. е. внедрились ли из мантийных глубин) или коровыми. В гидротермальных растворах, или, как их иногда сокращенно называют, гидротермах, могут содержаться такие компоненты, которые способствуют выщелачиванию полезных компонентов из различных горных пород и их удержанию в растворе. К таким компонентам относятся хлор, бор, фтор, сероводород, уголекислота, щелочные металлы и др. Полезные компоненты переносятся в гидротермах в виде простых ионов и комплексных соединений. В виде комплексных соединений могут переноситься уран, олово, сурьма, бериллий, молибден, свинец и др. Так, по В. А. Барсукову, олово может переноситься в виде комплексных гексакислот типа $\text{Na}[\text{Sn}(\text{Fe}, \text{OH})_6]$, распадающихся в условиях нейтральной и слабощелочной среды. Сурьма, по мнению В. В. Щербины, способна переноситься в виде соединения $2\text{Na}_3\text{SbS}_3$; разлагается это соединение при понижении концентрации иона S^{2-} в растворе. На сравнительно небольшие расстояния полезные компоненты могут переноситься в виде коллоидных растворов. Растворимость веществ в коллоидных растворах может значительно превышать таковую, известную для истинных растворов. В некоторых случаях смена физико-химических условий приводит к переходу истинных растворов в коллоидные. Для постмагматических гидротермальных растворов Д. С. Коржинский выделяет ряд стадий, связанных с изменением кислотности. Это ранняя щелочная стадия растворов, затем кислотная и, наконец, позд-

няя щелочная. Возникновение этих стадий идет параллельно понижению температур растворов. Полезные компоненты выделяются из гидротермальных растворов по различным причинам, которые могут быть вызваны изменением состава растворов, связанным с взаимодействием растворов с горными породами, по которым они просачиваются, взаимодействием с другими по составу растворами, встречающимися на пути продвижения гидротерм, изменением температуры, связанным в основном с охлаждением растворов, падением давления, изменением кислотности растворов и режима серы и кислорода и др. Полезные компоненты могут выделяться из гидротерм или в естественных полостях (тектонического и иного происхождения), или при замещении вмещающих пород (т. е. метасоматическим путем). В первом случае образуются тела выполнения в основном жильной формы, во втором — метасоматические залежи. Примером жил выполнения служат жилы флюоритовых руд, возникших в трещинах скола. Метасоматическими являются сложные по форме залежи богатых свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, известные, например, в Забайкалье. В условиях метасоматоза растворение минералов исходных горных пород происходит практически одновременно с отложением новых минералов. При этом состав возникающих руд совершенно отличен от замещаемых пород (что имеет место в вышеприведенном примере с замещением агрегатом галенита, сфалерита, пирита, кварца и барита, известняков или доломитов) или же из исходных пород заимствуется ряд компонентов для новообразующихся минералов. Например, при образовании талька за счет доломитов из последних наследуется магний, входящий в состав талька. Кремнезем, необходимый для формирования этого минерала, приносится растворами.

Гидротермальные месторождения формируются в сравнительно широком диапазоне физико-химических условий. По температурам образования все гидротермальные месторождения принято делить на высокотемпературные, или гипотермальные, среднетемпературные, или мезотермальные, и низкотемпературные, или эпитеpmальные. Впервые такое разделение предложил американский геолог В. Линдгрэн еще в 1907 г. В дальнейшем была значительно развита методика определения температур образования месторождений. Эту температуру определяют по-разному. Один из методов — определение температуры превращения двухфазных включений в минералах в одну гомогенную фазу в процессе нагревания пластинок из образцов. Большую роль в развитии этого метода в СССР играют исследования Н. П. Ермакова. Другие методы — сравнение результатов искусственного получения минералов с природными процессами, изучение ассоциаций минералов, данные по температурам распада сложных минералов на более простые при понижении температур, т. е. уточнение условий образования минералов по температурам распада. Большую роль играет и учет полиморфных превращений. Например, α -кварц переходит при 573°C в более низкотемпературный β -кварц. Учитываются и температуры диссоциации минералов, изменение их физических свойств (например, окраски минералов при нагревании), температура распада твер-

дых растворов (например, распад борнита-халькопирита происходит при 270 °С, сфалерита-халькопирита — при 350 °С) и ряд других факторов. В настоящее время температурами формирования гипотермальных месторождений считаются 500—300 °С, мезотермальных 300—200 °С и эпитермальных 200—50 °С.

Глубина образования гидротермальных месторождений в значительной мере обуславливает давление, при котором они создаются. Гидротермальные месторождения могут формироваться в самых приповерхностных частях земной коры и даже на поверхности, где давление составляет всего 100 Па. Гидротермальные растворы, содержащие (в мг/л): свинца 30, цинка 20, кадмия 8, серебра 2,3 и мышьяка 1, иода 258 и брома 450, известны в скважинах, пробуренных на полуострове Челекен в Прикаспии; температура их 70 °С и выше. Известно и отложение рудных минералов в поверхностных условиях в Калифорнии, на Камчатке, Курилах и других местах. Судя по геологическим особенностям месторождений и связанной с ними их распространенностью в различных зонах земной коры, основная масса месторождений рассматриваемого типа формируются на глубинах до 4,5 км и, как исключение, возможно их возникновение и на большей глубине, вплоть до 10 и 15 км. Гидростатическое давление на глубине 15 км составляет 150 МПа, а давление столба пород примерно 400 МПа (данные В. И. Смирнова). О давлении при рудообразовании можно судить не только по глубинам, на которых протекал этот процесс, но и по особенностям исследования многофазных включений (содержащих газ, жидкость и твердые кристаллы) в минералах, характерных ассоциациях минералов, по результатам синтеза искусственных минералов, по особенностям состава отдельных минералов (например, содержаниям железа в сфалерите, по данным С. Скотта, или алюминия в тальке, по данным Х. Гринвуда), по диаграммам состояния углекислоты и воды и другим методам. П. М. Татаринев и И. Г. Магакьян выделили два класса гидротермальных месторождений по условиям глубинности их формирования: 1 — умеренных и значительных глубин (свыше 1 км), 2 — малых глубин и приповерхностных (менее 1 км).

Гидротермальные месторождения, связанные с магматическими процессами, В. Н. Котляр и В. И. Смирнов разделяют на плутоногенные, т. е. связанные с интрузивным магматизмом, и вулканогенные, зависящие от постмагматической деятельности вулканов. Пример плутоногенных месторождений — Березовское золоторудное, многие из металлоносных жил которого расположены непосредственно в гранитном массиве и вблизи него. К гидротермальным вулканогенным относят залежи метасоматических руд самородной серы (месторождение Новое на о. Итуруп), медноколчеданные месторождения Урала и других регионов. Интересный пример этого типа месторождений — марганцево-вольфрамовое месторождение Унсия в Бразилии. Здесь непосредственно из горячих источников, связываемых с вулканической деятельностью, отлагаются травертины с линзочками псиломелана, в которых содержится также и 0,38—2,19% оксида вольфрама. Месторождения гидротермального генезиса, источ-

ник рудообразующих растворов которых неясен, называют телетермальными. Нередко форма залежей таких месторождений пластообразная и некоторые геологи относят их к осадочным. Примерами телетермальных месторождений служат месторождение полиметаллов Миргалимсайское в Казахстане, некоторые месторождения барита в Башкирии. Н. Н. Ведерников к телетермальным относит месторождения хризотил-асбеста, хотя многие геологи, в том числе П. М. Татаринов, считают, что их происхождение обязано гидротермальным растворам, связанным с интрузивными процессами.

Послемагматические гидротермальные месторождения формируются в несколько стадий. С. С. Смирнов полагал, что стадийность обусловлена пульсационным поступлением растворов, и в качестве одной из причин этого считал периодическое открытие и смыкание трещин, по которым поступали растворы.

Формирование месторождений — процесс длительный, он осуществляется в условиях изменяющихся температур. Если на одном месторождении среди минеральных ассоциаций, несущих промышленные минералы, имеются минералы, отложившиеся в существенно различных температурных условиях (например, гипотермальных и эпитепмальных), то такие месторождения, по предложению Сперра (1925 г.), относят к телескопированным.

В. И. Смирнов выделил из гидротермальных месторождений в самостоятельные группы альбитит-грейзеновую и колчеданную. В настоящем кратком курсе эти подразделения не учитываются. Следует подчеркнуть, что колчеданные месторождения, согласно представлениям В. И. Смирнова, формируются из восходящих газовой-гидротермальных растворов, связанных с глубинными вулканическими очагами. Одни залежи этих месторождений возникают метасоматическим путем, другие, в случаях проникновения рудоносных потоков в морские бассейны, — вулканогенно-осадочным. К колчеданным месторождениям относятся месторождения серного колчедана, меди, полиметаллов.

Для гидротермальных месторождений характерны околорудные изменения горных пород, вмещающих тела полезных ископаемых. Нередко зоны околорудных изменений, вызванных потоками прорастающимися гидротермальными растворами, по мощности значительно превышают размеры рудных тел. Для высокотемпературных плутоногенных месторождений характерными процессами изменения вмещающих пород являются грейзенизация и альбитизация. Грейзенизация гранитов выражается в замещении полевых шпатов кварцем и чешуйчатым мусковитом. Диаметр листочков слюды составляет обычно от десятых долей миллиметра до первых миллиметров. В породе появляются минералы, свидетельствующие о привносе компонентов-минерализаторов (фтор, щелочи, бор и др.), — флюорит, топаз, турмалин, берилл, хлорит и др. Грейзенизация характерна для месторождений вольфрама, олова, бериллия, фтора. Особый тип грейзенизации — развитие этого процесса по карбонатным породам, резко недосыщенных кремнеземом. Возникают выделенные И. Н. Говоровым десилицированные грейзены или апокарбонатные грейзены,

для которых характерны хрупкие слюды, например эфесит и маргарит. В апокарбонатных грейзенах широко развит флюорит, мало распространен или отсутствует кварц.

Процессы альбитизации характерны для залежей, локализованных в гранитах, поэтому нередко такие месторождения называют апогранитными, или апогранитами. Месторождения с хорошо проявленной альбитизацией, представляют собой источник циркония, чибобия, тапгала, берилла, лития, криолита и некоторых других компонентов. Нередко грейзенизация и альбитизация сопутствуют друг другу.

Для мезотермальных месторождений характерными окolorудными изменениями являются серицитизация, хлоритизация, березитизация, лиственитизация. Серицитизация — интенсивное развитие серицита — свойственна кварц-полевошпатовым породам, в том числе кислым эффузивам, гранитоидам и др. Хлоритизация — развитие хлорита — типична для основных эффузивных и интрузивных пород. Березитизация проявляется преимущественно в кислых породах и заключается в разложении полевых шпатов на кварц и серицит при одновременном развитии пирита. Лиственитизация — процесс, приводящий к появлению лиственитов, пород, состоящих обычно из кварца, карбоната и ярко-зеленой слюды — фуксита (хромсодержащего серицита); эти породы главным образом возникают за счет ультрамафитов. Серицитизация и хлоритизация — характерные процессы для колчеданных месторождений полиметаллов и меди, рудные тела которых локализуются в эффузивных толщах. Текстура окolorудных пород этих месторождений обычно сланцеватая. Хлоритизация характерна также для месторождений олова касситерит-сульфидной формации. Березитизация и лиственитизация — процессы, типичные для месторождений золота, а также некоторых месторождений ртути. Пирит березитов может содержать эмульсионную вкрапленность золота.

Для эпитермальных месторождений типичны окolorудные изменения — каолинизация (включая ее разновидности с развитием вместо каолина минералов его группы — диккита и накрита), окварцевание, доломитизация, алунификация, пропицитизация, цеолитизация. Эти процессы наблюдаются на месторождениях ртути, флюорита, исландского шпата, низкотемпературных золоторудных, некоторых полиметаллических (в карбонатных породах) и т. д. Названия всех процессов, кроме пропицитизации, четко отражают их особенности. Пропицитизация характерна для основных и средних эффузивов и их туфов. Она проявляется в развитии комплекса минералов, в том числе хлорита, альбита, карбонатов, кварца, актинолита, а также пирита, цеолитов и других минералов. Алунификация типична для кислых пород.

Среди гидротермально-измененных окolorудных пород и непосредственно рудовмещающих следует остановиться на понятии «вторичные кварциты». Ко вторичным кварцитам относят характерные породы, возникшие при гидротермальном изменении главным образом кислых и средних вулканических пород. В их состав входят кварц,

серицит, алунит, опал, пирофиллит, диаспор, цуннит, каолинит (дик-кит), корунд, андалузит, топаз, пирит и др. В более молодые разности вторичных кварцитов входят опал и самородная сера. В телах, сложенных вторичными кварцитами, выделяется ряд зон, имеющих отличный минеральный состав: зоны кварц-серицитовая, кварцевая, кварц-пирофиллитовая, корунд-андалузитовая и т. д. Согласно взглядам Н. И. Наковника, вторичные кварциты возникают на заключительных стадиях вулканической деятельности за счет воздействия низкотемпературных растворов на вулканические породы и их туфы и близповерхностные интрузивные породы (вулканические интрузивы). Само название — вторичные кварциты — не свидетельствует о привносе в породы кремнезема, происходит лишь некоторое его перераспределение. В процессе метаморфизма опаловые разности вторичных кварцитов преобразуются в кварцевые, а залежи самородной серы в них исчезают. Со вторичными кварцитами связаны месторождения корунда и андалузита, меди и молибдена, фарфорового камня, серы, алунита.

Связь тех или иных гидротермальных месторождений с интрузивами не всегда ясна. Она достаточно отчетлива для некоторых месторождений олова, вольфрама и бериллия, расположенных непосредственно в зонах грейзенизации гранитоидных интрузивов. Во многих случаях очевидна связь золотого оруденения с березитизированными гранитоидами. О наличии генетической зависимости месторождений от тех или иных интрузивных комплексов судят по совокупности ряда признаков: по закономерной пространственной и временной ассоциации тех или иных месторождений с определенными интрузивными или эффузивными образованиями, по особенностям состава магматических пород. Например, в составе магматических пород нередко среди акцессорных минералов присутствуют минералы, несущие тот или иной химический элемент, который типичен и для месторождений. Например, в интрузивных породах, с которыми, как предполагают, связаны месторождения вольфрама или олова, в качестве акцессорных минералов отмечают вольфрамит и касситерит. В ряде случаев показатели зависимости — результаты спектральных анализов, фиксирующие относительную обогащенность магматических пород теми или иными элементами (не обязательно промышленными для данной серии месторождений), характерными и для генетически связанных с ними месторождений. О наличии связи можно судить по закономерному расположению месторождений относительно интрузивных комплексов — по смене минерального состава месторождений по мере удаления от интрузивов. Например, в районе Запокровского массива гранитоидов и порфиров в Забайкалье В. Н. Козеренко отмечает последовательную смену с удалением от интрузива арсенопиритового оруденения арсенопирит-полиметаллическим и далее — полиметаллическим. По данным И. Г. Магакьяна, в Армении у контакта с массивом гранодиоритов развито медно-молибденовое оруденение, которое по мере удаления от контакта сменяется вначале медным, а далее — полиметаллическим. Зональность оруденения установлена в ряде рудных районов мира. Идеализиро-

ванную схему последовательной смены зон составил В. Эммонс. Он выделил 16 зон, сменяющихся последовательно от кровли батолита. Вначале следует безрудная зона с кварцевыми жилами, далее — зоны с оловянным, вольфрамовым, висмутовым, мышьяковым, золотым, медным и другим оруденением. В числе последних зон отмечают сурьмяные, ртутные и безрудную, минерализация которой представлена халцедоном, кварцем и баритом. Несмотря на положительную роль, которую сыграла гипотеза В. Эммонса, она имеет и недостатки. С. С. Смирнов отметил, что зональность в виде всех 16 зон не проявляется в природе; обычно устанавливают всего лишь несколько зон, реже 7—8. Например, В. И. Смирнов в районе Кумыштагского гранитного массива выделяет семь зон. Кроме того, В. Эммонс полагал, что оруденение различного состава формировалось из одних и тех же растворов, температура которых понижалась по мере удаления от интрузии. С. С. Смирнов пришел к выводу, что месторождения, возникающие на различном удалении от магматических очагов, образовывались из различных порций растворов, которые отделялись в различное время от остывающих магматических очагов. Представления В. Эммонса о формировании оруденения разных зон из единого раствора не могут объяснить явление так называемой обратной зональности, устанавливаемое на ряде месторождений. Явление заключается в размещении по мере приближения к интрузиву более низкотемпературных месторождений. Обратную зональность можно объяснить с точки зрения гипотезы пульсационного поступления растворов, предложенной С. С. Смирновым. По гипотезе пульсационного поступления растворов, предполагают, что растворы определенными порциями поступали через промежутки времени, в течение которых рудогенерирующие растворы не поступают. Каждая порция имеет состав, отличный от предшествующей. Поступление очередной порции растворов прекращается, очевидно, с замыканием трещин, проводящих растворы, в силу тектонических причин. Тектонические особенности того или иного участка земной коры, в том числе эволюция трещинообразования, закупорка (залечивание) тех или иных трещин и эволюция самих источников растворов, могут привести к тому, что более ранние растворы, принимавшие участие в более высокотемпературном рудогенезе, проникли на большие расстояния от интрузии, чем последующие, а это и приводит к формированию обратной зональности.

Для гидротермальных месторождений характерны разнообразные текстуры и структуры руд. На месторождениях устанавливаются пятнистые, полосчатые, вкрапленные, прожилковые, сетчатые, брекчиевые, брекчиевидные, друзовые и другие текстуры. Иногда развиваются кокардовые текстуры. Для крустификационных текстур типично повторение неровных очертаний предшествующих генераций, отложившихся на стенках трещины, последующими генерациями. Эти текстуры типичны для трещин выполнения. Среди структур отмечаются мелко-, средне-, крупно- неравномернозернистые, скрытокристаллические, коллоидные. Коллоидные структуры возникают при формировании агрегатов из коллоидных растворов, однако близ-

кие к ним структуры, как показал Д. П. Григорьев, могут образоваться и из истинных растворов.

Большим разнообразием отличаются формы рудных тел гидротермальных месторождений. Наиболее типичны — жильная, линзовидная и гнездовая. Широко представлены штокообразная, пластообразная и др. Нередко встречаются комбинации форм (например, от пласто- или линзообразных тел отходят жилы).

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К экзогенным относят такие месторождения, которые формируются под действием энергии, не связанной с внутренними процессами Земли. Это энергия Солнца и другие космические факторы, например энергия падения крупных метеоритов на Землю. Экзогенные процессы, приводящие к образованию месторождений, действуют в основном на твердой поверхности планеты, реже охватывают более глубокие зоны, вплоть до первых сотен метров, реже более (космоударные).

Среди серии экзогенных месторождений выделяют месторождения выветривания, россыпные, осадочные, подземно-водные. Кроме того, сюда можно отнести такие редко встречающиеся группы, как космоударные и пирометаморфические. К этой серии следует также относить месторождения современных водоемов, включая речные, озерные и морские, а также еще одно гигантское месторождение — современную атмосферу, из которой добывают азот, кислород и ряд инертных газов.

Месторождения выветривания

Под выветриванием понимают процессы преобразования горных пород под воздействием ряда факторов (в первую очередь физико-химических) в поверхностных или приповерхностных условиях. Наибольшему изменению подвергаются глубокие породы и залежи полезных ископаемых, так как многие из слагающих их минералов в зоне выветривания становятся неустойчивыми.

Месторождения выветривания разделяют на месторождения химического и механического выветривания. Под механическим выветриванием понимают такой процесс, который осуществляется без химических преобразований вещества, а в процессе химического выветривания возникают новые экзогенные минералы, выносятся ряд компонентов из исходных пород или залежей полезных ископаемых. Физическое выветривание обычно приводит только к изменению связи зерен исходных пород, прочности пород. Оно происходит в результате колебания температур, приводящих вследствие различия коэффициентов объемного расширения зерен разных минералов к нарушению прочности их сростков, вызвано расклинивающим действием замерзающей в межзерновом пространстве воды при переходе ее в лед, а также при кристаллизации в трещинах пород различных солей. Примерами таких редко встречающихся в природе месторождений почти «чистого» физиче-

ского выветривания могут служить элювиальные залежи кварцевых песков, возникших в процессе выветривания кварцитов или песчаников с кремнистым цементом, полимиктовых песков, а также образовавшихся при разложении гранитов или доломитовой «муки» за счет доломитов. В большинстве случаев механическое выветривание сопровождается химическим и процессы определяют по преобладающим факторам. Главные агенты химического выветривания — вода и растворенные в ней вещества, в том числе различные неорганические кислоты и щелочи, кислород, углекислота, гуминовые кислоты. Большую роль в выветривании играют растения и животные. Корни растений не только раздвигают минеральные зерна и их агрегаты, но и разлагают их органическими кислотами. После отмирания остатков растительного и животного происхождения возникают различные кислоты, в том числе и гуминовые, разрушающие многие минералы. В процессе поверхностного разложения сульфидов образуются сернистая и серная кислоты, которые существенно увеличивают агрессивность поверхностных просачивающихся вод. Обычно химическое выветривание сопровождается и усиливается физическим, так как оно благоприятствует проникновению в горные породы и тела эндогенных полезных ископаемых агентов химического выветривания. Вода играет большую роль в химическом выветривании — она не только растворяет те или иные минералы, но и доставляет в область выветривания различные химические реагенты, а также выносит ряд продуктов выветривания из зоны взаимодействия. В зоне выветривания глубинные минералы подвергаются гидролизу, гидратации, окислению и растворению. При выветривании происходит своеобразная дифференциация химических элементов, особенности которой зависят от окислительно-восстановительного потенциала (Еh) и кислотности — щелочности (рН) среды, состава исходных пород и климатических условий. Б. Б. Полюнов и его последователь А. И. Перельман установили ряды миграции элементов. Для выветривания силикатных пород были предложены группы элементов различной миграции: 1 — слабая и очень слабая миграция (инертные): Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt; 2 — средняя миграция (подвижные): Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra; 3 — сильная миграция (легко выносимые): Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se; 4 — очень сильная миграция (энергично выносимые): S, Cl, B, Br, I.

Миграционная способность зависит от физико-химической обстановки и в конкретных условиях приведенный порядок может быть иным. Например, в ряде случаев проявляет существенную инертность фосфор (с чем связано формирование его повышенных концентраций в зоне выветривания) и поэтому, по-видимому, его следует переместить в группу компонентов со слабой миграцией. Имеется основание поместить в эту же группу и хром.

Элементы, характеризующиеся малой миграционной способностью, могут накапливаться в верхних частях зоны выветривания и формировать там промышленные месторождения, которые называют остаточными. Элементы со средней миграционной способностью

испытывают переотложение и могут концентрироваться в нижней части коры выветривания, в результате возникают и н ф и л ь т р а ц и о н н ы е месторождения.

В процессе выветривания образуются рыхлые продукты разрушения горных пород, расположенные под почвой, — кора выветривания. В природе известны такие продукты выветривания, которые были сформированы в прежние эпохи, причем процесс этот охватывал огромные интервалы времени; они названы древними корами выветривания. С древними корами выветривания связан ряд месторождений ценных полезных ископаемых. Коры выветривания в некоторых местах охватывают большие площади и покрывают коренные породы в виде плаща, т. е. форма их плащобразная. В тех случаях, когда выветривание по трещинам или границам пород проникает на значительные глубины, образуются коры выветривания в плане резко вытянутой формы — линейные коры выветривания, в противоположность ранее описанным площадным корам выветривания.

По И. Финчу, в области миграции поверхностных вод выделяют три зоны: просачивания, истечения и застойных вод. Верхняя зона — просачивания или окисления, которую также называют зоной аэрации, расположена между топографической поверхностью и уровнем грунтовых вод. Просачивающиеся через эту зону дождевые воды насыщены кислородом и углекислотой и содержат очень мало солей, но в том или ином количестве органические кислоты. Воды в зоне окисляют и растворяют различные минеральные вещества. Самую верхнюю часть зоны составляет почвенный слой, наиболее богатый гумусовыми кислотами, а также различными микроорганизмами. Основное движение вод в зоне аэрации — вертикальное. В зоне истечения, расположенной непосредственно под уровнем грунтовых вод, подземные воды движутся в основном почти горизонтально. Кислорода и углекислоты в зоне содержится небольшое количество. Воды здесь становятся нейтральными или слабощелочными. В этой зоне откладывается часть выщелоченных в зоне аэрации веществ, в связи с чем ее называют зоной цементации. Ниже зоны истечения расположена зона застойных вод. Воды эти очень незначительно перемещаются, свободный кислород в них практически отсутствует. Эту зону считают также зоной полного насыщения с пассивным водообменом. В зоне может отлагаться часть веществ, вынесенных из зоны окисления.

В процессе выветривания формируются различные профили коры выветривания. На основании работ Б. Б. Полюнова, И. И. Гинзбурга и др. выделены следующие три типа профилей коры выветривания.

Насыщенный силитный, или гидрослюдистый, профиль характеризуется таким изменением первичных силикатов, при котором кремнезем существенно не мигрирует. В процессе его формирования развиваются гидрослюды, гидрохлориты, бейделлит, монтмориллонит. По-видимому, в результате размыва профиля возникают месторождения некоторых легкоплавких глин.

Глинистый, или ненасыщенный, сиалитный профиль выветривания формируется в таких условиях, когда кремнезем удален на значительное расстояние из области выветривания. Развиваются такие минералы, как каолинит, галлуазит, нонтронит. Этот профиль выветривания обуславливает возникновение месторождений каолина и глины.

Латеритный, или аллитный, профиль выветривания отличается интенсивным выносом кремнезема и возникновением ряда «свободных» соединений глинозема и железа, т. е. не связанных в алюмосиликаты. Формируются месторождения алюминиевых руд — бокситов, железорудные, марганцевые и др.

К. Д. Глинка для современных почв выделил следующие горизонты (сверху вниз): А — элювиальные; В — иллювиальные; У — глеевые; С — материнские породы. Из элювиальных горизонтов выщелачивается минеральное вещество. Верхняя зона горизонта А (зона A_0) относится к гумусовому или торфяному подгоризонту; в этом подгоризонте содержится много растительных корней. Ниже расположен подгоризонт аккумуляции A_1 , а под ним — резко выщелоченный подгоризонт A_2 . В горизонт В вносится минеральный материал, выносимый из горизонта А. Слово «глей» введено Г. Н. Высоцким для обозначения восстановительной обстановки в зоне почвы. Глеем на Украине называют сизые или зеленоватые почвы болот или глину со дна озер. Глеевая обстановка — обстановка, в которой нет свободного кислорода, а железо представлено двухвалентной формой. Глеевая обстановка, при которой большое влияние оказывают различные органические кислоты, благоприятна для миграции многих металлов — железа, марганца, меди, никеля, кобальта, цинка, свинца и др.

Древние коры выветривания в значительной мере уничтожены последующими процессами, но во многих местах они сохранились и с ними связан ряд месторождений полезных ископаемых. Древние коры выветривания формировались длительное время. Так, для одного из районов В. П. Петров определил, что формация древней коры выветривания мощностью 100 м образовывалась примерно 1 млн. лет.

Процессы выветривания в существенной степени зависят от климатических условий. Наиболее благоприятен для химического выветривания климат тропической лесной зоны (рис. 27); жаркий и влажный, он способствует интенсивному разложению исходных пород. Менее благоприятен климат таежно-подзолистой зоны и саванны. Замедлен процесс химического выветривания в условиях тундры, пустынь и полупустынь. Анализируя размещение древних кор выветривания, следует иметь в виду, что климатические условия в прошлом были иными, и там, где в настоящее время царят суровые условия севера, в иные времена мог существовать жаркий влажный климат тропиков. Для интенсивного развития коры выветривания благоприятен выположенный рельеф, близкий к пенеплену; в этом случае не происходит интенсивного смыва продуктов выветривания.

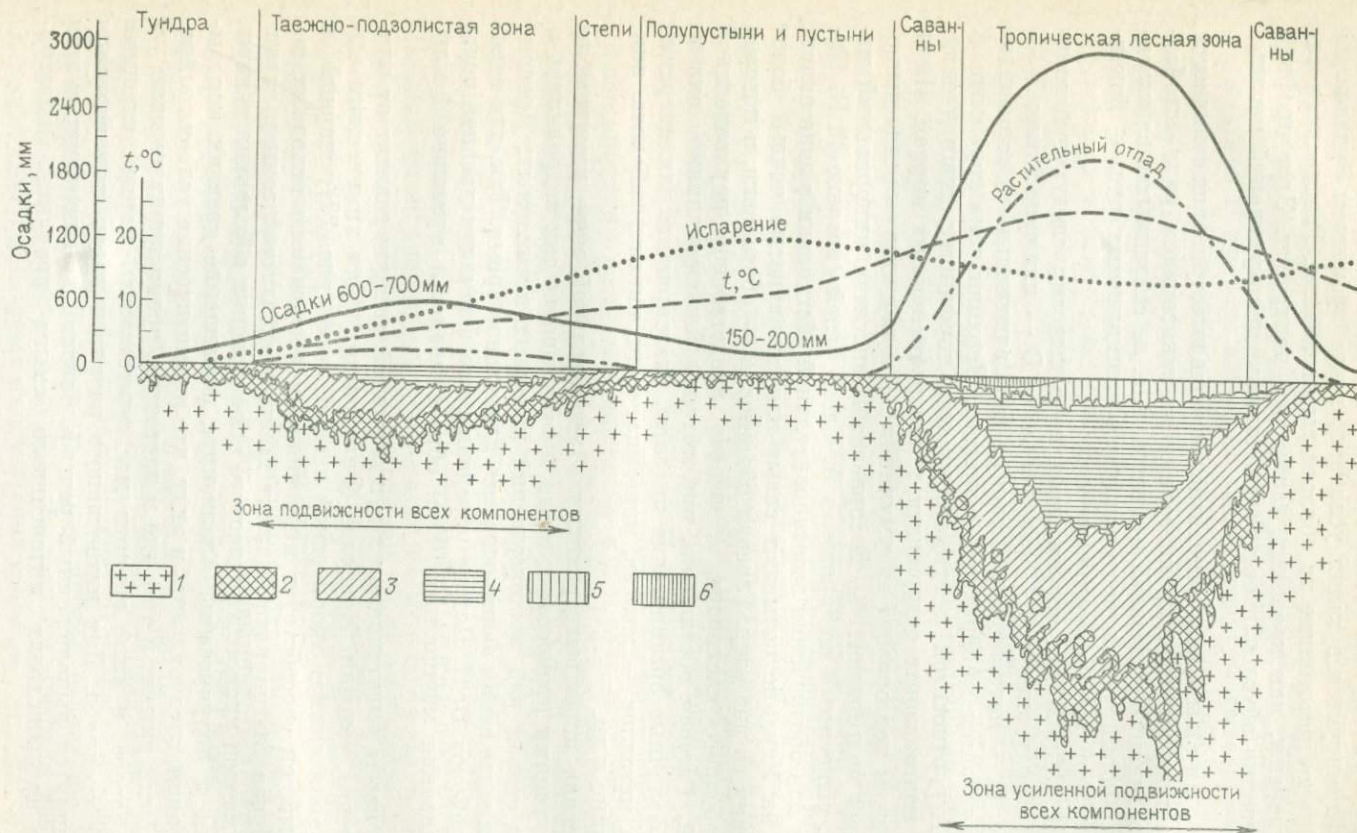


Рис. 27. Региональная зональность коры выветривания в меридиональном сечении. По П. М. Страхову:
 1 — свежая порода; 2 — зона дровя, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая зона; 4 — као-
 литовая зона; 5 — охры (Al_2O_3); 6 — панцирь ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$)

В условиях глинистого выветривания формируются крупные месторождения первичных каолинов. Интересно отметить, что в процессе выветривания плагиоклазы менее устойчивы, чем калиевые полевые шпаты, в связи с чем при выветривании гранитов нередко возникает промежуточная зона каолинов, обогащенных калиевыми полевыми шпатами, которые называют «щелочными» каолинами (рис. 28). Эти каолины используются как источник калиевых полевых шпатов. Другой пример остаточных месторождений — месторождения латеритных бокситов, возникающие при более интенсивном разложении и дифференциации исходного вещества. Профиль латерит-

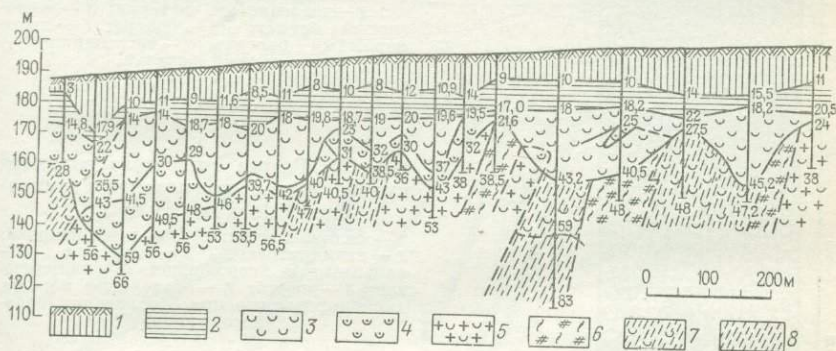


Рис. 28. Геологический разрез Вершинской залежи каолинов. По В. И. Слюванко:

1 — суглинок; 2 — глины; 3 — каолин нормальный; 4 — каолин щелочной; 5 — дресва гранита и розового мигматита; 6 — дресва плагиомигматита; 7 — дресва биотит-плагио-
класового гнейса; 8 — гнейс биотит-плагиоклазовый, слабовыветренный

ного выветривания, развившийся на базальтах в Индии, включает следующие зоны (рис. 29). Непосредственно выше базальтов располагается зона полуразложившего базальта с сохранившейся структурой исходной породы — литомарж. Выше находится литомаржевый боксит, сохраняющий некоторые черты литомаржа. Затем расположены зоны латеритных бокситов — вначале с пониженным, а выше с повышенным содержанием железа (железистый боксит). Перекрывает зоны бокситов железистый латерит. Венчает разрез зона красной почвы с обломками боксита.

Характерен профиль площадной коры выветривания ультрамафитов, детально исследованный И. И. Гинзбургом и другими советскими геологами. Непосредственно к исходным ультрамафитам, во многих случаях преобразованных эндогенными процессами до серпентинитов, прилегает сверху зона выщелоченных и окремненных серпентинитов с гнездами и жилами магнезита скрытокристаллического, нередко напоминающего цветную капусту (магнезит-капустник). Эта зона может представлять промышленный интерес как источник магнезита, однако, как правило, в нашей стране залежи его небольшие, качество не вполне удовлетворительное. Генезис этого магнезита — инфильтрационный; он сформировался за счет выноса

магния из верхних горизонтов. Выше находится зона никеленосных нонтронитов. Никель как входит в состав нонтронита, так и образует здесь самостоятельные минералы — оксиды и силикаты (гарниерит, непуит, ревинскит и др.). Встречается и кобальтоносный вадасболан. Никель и кобальт этой зоны, представляющей промышленный интерес как источник этих металлов, частично привнесены

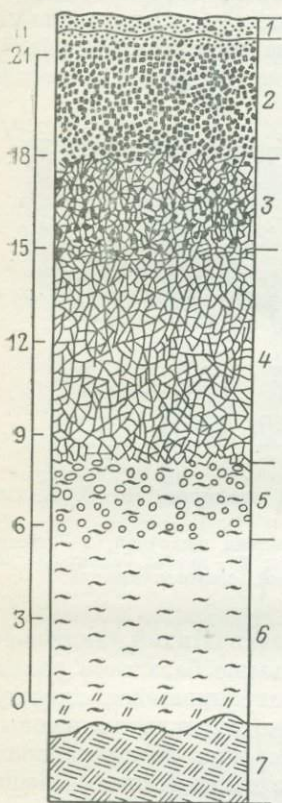
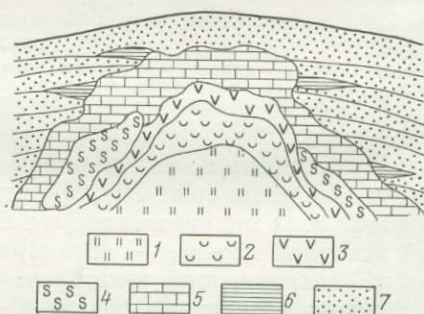


Рис. 29. Вертикальный разрез одного из месторождений бокситов Индии. По Б. Хардеру:

1 — красная почва с обломками боксита; 2 — железистый латерит; 3 — железистый боксит; 4 — боксит; 5 — литомаржевый боксит; 6 — литомарж; 7 — свежий базальт

Рис. 30. Разрез типичного соляного купола с хорошо развитым кепроком. По Г. Тоду и др.:

1 — соляной шток; 2—5 — зоны кепрока: 2 — ангидритовая, 3 — гипсовая, 4 — кальцитовая сероносная, 5 — кальцитовая; 6 — нефть; 7 — осадочные породы, дислоцированные при образовании соляного купола



сверху, частично паходились здесь же в составе эндогенных минералов. Выше залегает зона охр. Это природно легированные оксидные железные руды. В качестве легирующих металлов в них присутствуют никель, кобальт, марганец, хром. Зона охр, относящаяся к месторождениям остаточного типа, интересна не только как источник железных руд, но и как высококачественный пигмент, не содержащий нежелательной для этого вида сырья примеси кварца. Значительные месторождения этого типа находятся на Кубе, в Бразилии, Новой Каледонии, СССР.

Кроме площадных древних кор выветривания в связи с массивами ультрамафитов известны и линейные коры. Среди них установлены как коры выветривания, приуроченные к трещинам или зонам

разломов (никелевые месторождения Новой Каледонии, Кубы и др.), так и коры выветривания, приуроченные к зонам контактов ультрамафитов и подстилающих их известняков. В связи с тем, что в зонах выходов известняков развиваются карстовые процессы и часть руд концентрируется в карстовых образованиях, этот тип линейных кор выветривания называют также контактово-карстовым (Уфалейское месторождение). Контактново-карстовый тип месторождений никеля следует относить к инфильтрационному.

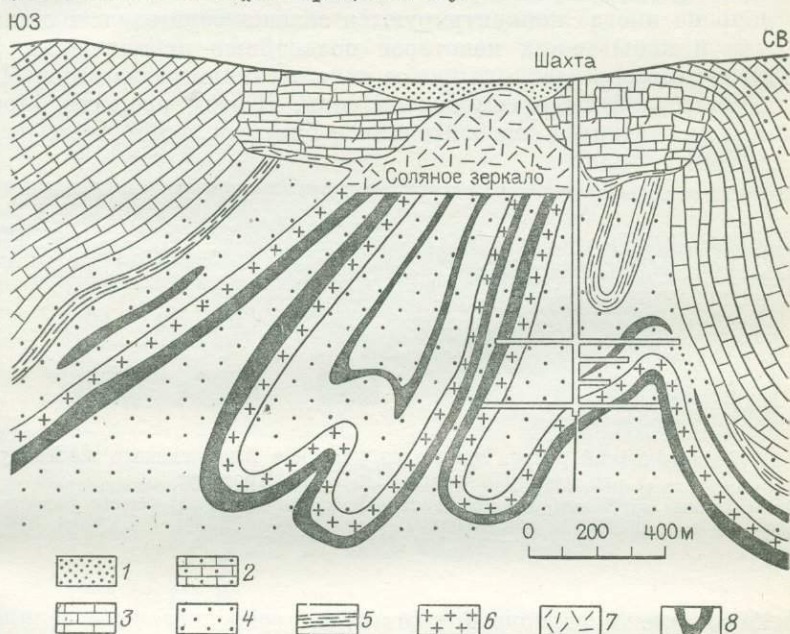


Рис. 31. Разрез соляной антиклинали Хильдесхейц в Южно-Горноворской впадине. По Е. Фульда:

1 — четвертичные отложения; 2 — средний пестрый песчаник; 3 — нижний пестрый песчаник; 4 — каменная соль; 5 — красная соленосная глина; 6 — главный ангидрит и серая соленосная глина; 7 — гипсовая шляпа; 8 — калийные соли

Интересные образования возникают при своеобразном «выветривании» соляных куполов (рис. 30). Как известно, соляные купола — это цилиндрические, конусообразные и более сложные тела, расположенные вертикально и на глубине связанные с пластами солей. Своеобразие выветривания верхних частей этих куполов заключается в интенсивном растворении и выносе солей. В самой верхней части зоны выветривания куполов концентрируются глины, материалом для которых послужил нерастворимый остаток солей. Мощность этой зоны обычно небольшая, зона не всегда четко выражена. Ниже глин расположена зона карбонатных пород, еще ниже — зона гипсов, ангидритов, растворимость которых существенно меньше, чем растворимость каменной соли и тем более калийно-магниевых солей. Поч-

вой зоны гипсов служит «соляное зеркало» — достаточно ровная поверхность, находящаяся на уровне грунтовых вод. Ниже соляного зеркала расположена зона исходных солей купола. Профиль коры выветривания соляных куполов называется кепрок (шляпа), а так как в кепроках преобладает гипс, их нередко называют гипсовыми шляпами (рис. 31). С кепроками связан комплекс месторождений полезных ископаемых. Во-первых, сами гипсы шляпы, равно как и исходные соли, являются объектом добычи. Во-вторых, в гипсовой зоне кепрока иногда концентрируются залежи боратов как остаточных, так и испытавших некоторое позднее перемещение (инфильтрационных). В ряде кепроков гипс частично разлагается, и его сера формирует залежи самородной серы. В этом процессе определенная роль отводится серобактериям и битумам, в том числе нефти.

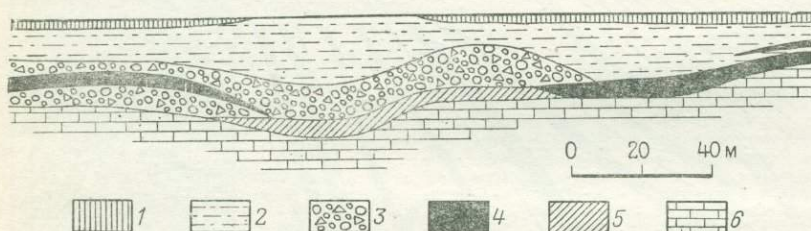


Рис. 32. Геологический разрез одного из участков Алапаевского железорудного месторождения. По Б. П. Кротову:

1 — четвертичные суглинки; 2 — мезозойские пески и глины; 3 — белик (осветленная делювиальная и пролювиальная породы); 4 — железная руда; 5 — глины лежачего бока; 6 — каменноугольные известняки

Нефтяные залежи нередко бывают структурно связаны с соляными куполами.

К остаточным месторождениям относятся марганцевые, представленные оксидами марганца (пирролюзит, псиломилан, вернадит и др.), залежи которых возникли при выветривании осадочных и метаморфогенных марганецсодержащих толщ. Исходный минерал марганца — карбонаты (родохрозит, манганокальцит и др.) и силикаты (родонит, бустамит, марганцовистые гранаты и др.).

При выветривании баритсодержащих карбонатных пород возникают остаточные залежи барита (шт. Миссури в США), оталькованных доломитов — остаточные залежи порошковатых талькистов (Алгуйское месторождение), эндогенных скоплений флогопита и биотита — залежи вермикулита, фосфорсодержащих карбонатных пород — залежи фосфоритов. Выветривание тонкоокварцованных карбонатных пород приводит к формированию промышленных залежей тонкодисперсного кварца — маршаллита (Токтубайское месторождение).

В некоторых случаях перенос высвобождающегося при выветривании железа приводит к формированию инфильтрационных месторождений этого металла. Пример инфильтрационных месторождений железа — Алапаевское (рис. 32). Инфильтрационным путем возни-

кают некоторые месторождения урана при выносе из коры выветривания этого металла. Соединения урана нередко испытывают существенную миграцию. Осаждаются они при взаимодействии (рис. 33) переносящих их растворов с фосфатами, углями, битуминозными и некоторыми другими породами, а также в результате коагуляции гидрозолей, при смене физико-химических условий (например, смене положительного значения Eh среды отрицательным). Известны инфильтрационные месторождения меди, ванадия, фосфора и некоторых других элементов.

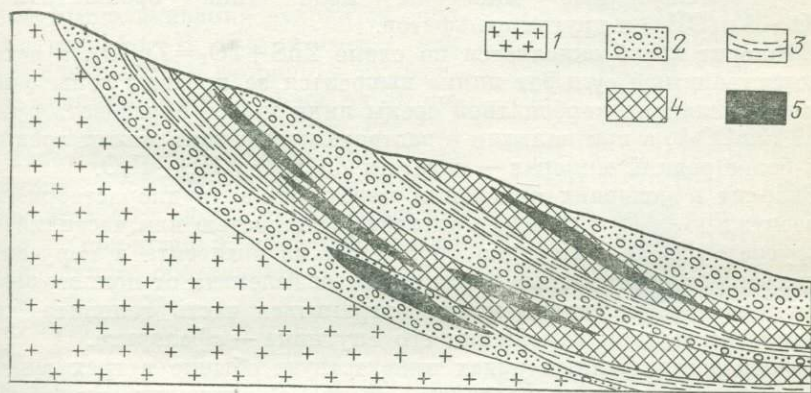


Рис. 33. Схематический геологический разрез уранового инфильтрационного месторождения. По В. И. Смирнову:

1 — кристаллические породы основания; 2 — грубозернистые песчаники; 3 — глины; 4 — уголь; 5 — линзы урановой руды

Залежи месторождений инфильтрационного типа имеют форму линз, пластообразную, гнезд, карманов, иногда трубообразную, жильную и др.

Структура руд месторождений выветривания пористая, кавернозная, пятнистая, прожилковая, колломорфная, брекчиевидная, полосчатая и др.

Окисление эндогенных месторождений

Скопления эндогенных руд в условиях выветривания испытывают различные изменения. Одни из эндогенных рудных минералов сравнительно устойчивы в экзогенных условиях, другие интенсивно изменяются и слагающие их компоненты входят в комплекс вновь возникающих гипергенных минералов или мигрируют с просачивающимися сверху водами. Особенно характерно изменение эндогенных первичных минералов на месторождениях сульфидов. Окисление пирита идет по схеме: $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$. Сульфат оксида Fe^{2+} затем преобразуется в сульфат оксида Fe^{3+} : $12\text{FeSO}_4 + 3\text{O}_2 + 6\text{H}_2\text{O} = 4\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 4\text{Fe}(\text{OH})_3$. Затем сульфат оксида Fe^{3+} подвергается гидролизу: $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 6\text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}_2\text{SO}_4$. Гид-

роксид железа затем частично дегидратируется: $4\text{Fe}(\text{OH})_3 = 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + 3\text{H}_2\text{O}$. В итоге формируются гидроксиды железа в виде минералов гидрогематита, гётита, гидрогётита, смесь которых обычно именуется лимонитом.

Халькопирит разлагается на сульфаты меди и железа: $\text{CuFeS}_2 + 4\text{O}_2 = \text{CuSO}_4 + \text{FeSO}_4$. Сульфат железа, изменяясь по приведенным схемам, преобразуется в лимонит, а сульфат меди обычно выносится из зоны окисления. В условиях карбонатной среды медь может послужить причиной образования малахита и азурита. Нередко возникают промежуточные минералы меди типа брошантита — $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$ и других сульфатов.

Сфалерит легко окисляется по схеме $\text{ZnS} + 2\text{O}_2 = \text{ZnSO}_4$, а затем легкорастворимый сульфат цинка выносится за пределы зоны окисления. В условиях карбонатной среды цинк может образовать смитсонит (ZnCO_3), а при наличии в растворе кремнезема может возникнуть более редкий минерал — каламин $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Галенит в условиях окисления переходит в труднорастворимый англезит: $\text{PbS} + 2\text{O}_2 = \text{PbSO}_4$, а англезит (полностью или частично) — в церуссит (PbCO_3). Нередко «рубашки» из англезита и церуссита предохраняют центральные части агрегатов галенита от полного окисления и в зоне окисления может сохраниться часть галенита при практически полном замещении его спутника — сфалерита.

Золото в сульфидных рудах присутствует обычно в трех видах: 1 — в виде мельчайших частичек, обычно образующих вростки в сульфидах и арсенопирите; 2 — в виде более крупных (более 100 мкм) частиц; 3 — в виде соединений, например теллуридов. Частично золото может сохраниться в зоне окисления, но существенная часть его благодаря высокой плотности мигрирует механическим путем, химическим путем и в коллоидных растворах; последнее характерно для тонкодисперсного золота.

Самородное серебро обычно накапливается в зоне окисления, а серебро, находящееся в виде примеси в сульфидах (например, в галените), преобразуется в сульфат серебра, который может частично мигрировать и затем перейти в кераргирит (AgCl) или в аргенторозит ($3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{AgO} \cdot 4\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) или образовать в более нижних горизонтах вторичные минералы серебра, в том числе аргентит, самородное серебро и др.

Гипогенный уранинит сульфидных месторождений переходит в шестивалентное легкорастворимое соединение типа $\text{UO}_2(\text{SO}_4)$ и частично выносится из зоны окисления. Часть урана образует в зоне окисления урановые слюдки — торбернит, отенит, карнотит и др.

Из арсенопирита в зонах окисления формируется скородит ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Процессы окисления некоторых минералов (особенно сульфидов) могут быть усилены электрохимическими явлениями, устанавливаемыми в зонах окисления и подтвержденными экспериментально.

Интенсивное выветривание фосфоритов в условиях влажного тропического климата приводит к формированию алюмо- и феррифосфатов (например, образуется вавеллит — $\text{Al}_3(\text{OH})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$).

Характерный профиль выветривания сульфидных руд — профиль, наблюдаемый на медноколчеданных месторождениях Урала (рис. 34). Формировался профиль в мезозое. Самая верхняя зона профиля — зона «полного окисления», или железной шляпы. Эта зона может служить источником железа (мелкие месторождения), нередко в ней присутствует тонкодисперсное золото. Ниже располагается зона выщелачивания, представленная баритовой и колчеданной «сыпучкой», т. е. пескоподобными скоплениями зерен пирита и барита. Ниже зоны выщелачивания находится зона богатых руд. В ней имеются как первичные, так и вторичные сульфиды, возникшие при выносе из выщележащих зон меди, частично серебра и некоторых других элементов. Из-за привноса дополнительного полезного вещества эту зону еще называют зоной цементации, или вторичного сульфидного обогащения. Ко вторичным сульфидам меди подзоны богатых сульфидных руд относят халькозин (Cu_2S), ковеллин (CuS), гипергенный борнит (Cu_5FeS_4). Они возникли при взаимодействии нисходящих медьсодержащих растворов с пиритом. При взаимодействии металлов, выносимых из выщележащих зон, эти металлы могут вытеснять другие из сульфидов, в результате формируются вторичные сульфиды в соответствии с рядом Шюрмана.

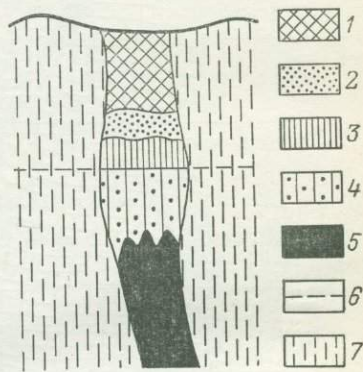


Рис. 34. Схематический разрез медноколчеданной залежи с гипергенными зонами вторичного изменения.

1—5 — зоны: 1 — железной шляпы, 2 — выщелачивания (сыпучки), 3 — окисного обогащения, 4 — цементации (вторичного сульфидного обогащения), 5 — первичных руд; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — вмещающие породы

а. В этом ряду металлы расположены в порядке убывающего сродства с серой: Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Mn. Поэтому взаимодействие сульфата меди с сульфидом железа приводит к образованию вторичных сульфидов меди, а железо переходит в сульфат и выносится потоком вод. В подзоне сульфидного обогащения обычно концентрируются и вторичные минералы серебра (аргентит), золота, а иногда кадмия (гринокит) и других металлов. Подзона богатых сульфидных руд, как полагают, формировалась в зоне истечения (водообмена). Между этой подзоной и зоной выщелачивания на ряде месторождений имеется подзона богатых окисных руд. Эта подзона, являясь частью зоны богатых руд, возникла, как считают ряд геологов, за счет окисления богатых сульфидных руд при изменении (понижении) уровня грунтовых вод. В зоне богатых сульфидных руд присутствуют такие минералы меди, как тенорит (CuO) и куприт (Cu_2O).

Приведенная схема упрощена. В действительности строение некоторых зон и подзон более сложное, они частично «надвинуты» друг на друга. Так, в подзоне окисного обогащения иногда встреча-

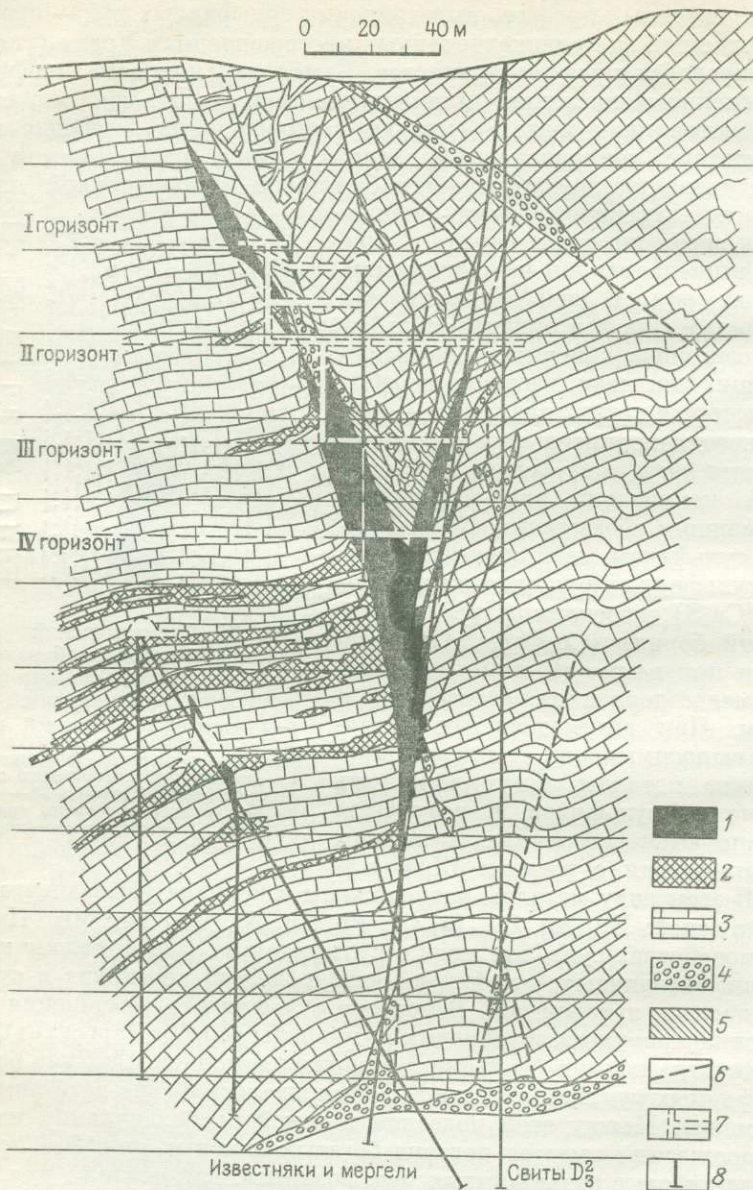


Рис. 35. Геологический разрез зоны окисления Турланского месторождения. По И. И. Князеву:

1 — церусситовые руды; 2 — смитсонитовые руды; 3 — известняки и доломиты; 4 — брекчии; 5 — глины; 6 — тектонические нарушения; 7 — горные выработки; 8 — буровые скважины

ются и вторичные сульфиды, и ряд сульфатов меди и железа. Последние нередко образуют прожилки.

Ниже зоны обогащения расположена зона исходных сульфидных руд.

Особенности поведения свинца и цинка в зоне окисления приводят к определенному разделению этих металлов в зоне гипергенеза, родственных в эндогенных процессах. Это разделение хорошо видно на разрезе Турланского месторождения (рис. 35): церусситовые руды в основном сконцентрировались в пределах исходной залежи сульфидных руд, а цинковые (смитсонитовые) «ушли» в стороны.

При окислении молибдена возникают труднообогащаемые оксиды молибдена — повеллит и молибденит, что приводит к потерям этого металла.

В зонах окисления легкообогащаемые магнитной сепарацией магнетитовые руды переходят в немагнитные мартитовые (мартит—псевдоморфоза гематита по магнетиту), что в бедных рудах может привести к существенному ухудшению качества руд верхних частей залежей.

В некоторых случаях выветривание способствует повышению качества руд. Например, умеренное выветривание руд хромитов способствует выносу из них сульфидов и развитию в них повышенной пористости. Вынос в процессе выветривания из апатитовых руд Лао-Кайского бассейна (СРВ) карбонатов существенно повысил их качество. При выветривании графитовых руд типа графитоносных гнейсов, приводящем к их каолинизации, руды становятся более мягкими, что облегчает их добычу. При выветривании доломитов, в результате которого образуется доломитовая мука, облегчается их использование в сельском хозяйстве (для известкования почв).

Поэтому процессы выветривания не всегда разрушают месторождения, а иногда и облагораживают их. Например, под действием вод, выносящих из почвенного слоя гумусовые кислоты, может существенно улучшиться качество стекольных кварцевых песков. Эти кислоты способствуют удалению с кварцевых зерен железистой рубашки, а тем самым и удалению из определенной приповерхностной зоны железа, снижающего качество песков. Правда, при этом железо может осаждаться ниже — в зоне цементации, а это существенно ухудшит качество песков, так как к первичным гидроксидам железа

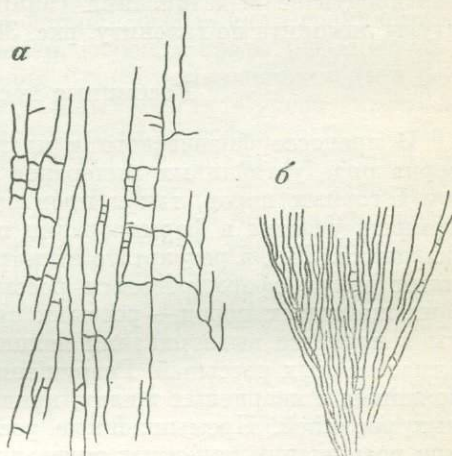


Рис. 36. Характерные текстуры, возникшие при замещении галенита лимонитом.
По В. И. Смирнову, $\times 6$:

а — кливажная ящичная текстура; б — лучистая текстура

добавятся внесенные из зоны аэрации. Ниже зоны цементации могут находиться пески менее железистые, чем обогащенные пески зоны аэрации. Не учитывать эти процессы при оценке месторождений невозможно.

В ряде случаев по зонам окисления месторождений трудно определить характер исходного оруденения только по поверхностным выходам. Большую помощь в определении первичного оруденения, как следует из работ С. С. Смирнова, может оказать текстурный анализ продуктов выветривания (например, ящичные и лучистые текстуры лимонита по галениту, рис. 36).

Россыпные месторождения

В процессе физического и частично химического выветривания зерна ряда устойчивых минералов высвобождаются как из тех или иных горных пород, так и промышленных месторождений и могут принять участие в формировании промышленных россыпных месторождений. Так, в результате выветривания монацитсодержащих гранитов могут сформироваться россыпи монацита, а цирконсодержащих щелочных пород — россыпи циркона. Алмазосные кимберлиты в процессе выветривания являются одной из причин появления алмазосных россыпей. Разрушение хрусталеносных гнезд, локализованных в кварцевых жилах, приводит к образованию хрусталеносных россыпей. Промышленные россыпи золота могут образоваться при разрушении коренных эндогенных месторождений или при разрушении горных пород, содержащих рассеянную вкрапленность золота или сульфидов, несущих тончайшие включения золота. На возможное формирование золотоносных россыпей при разрушении горных пород обратил внимание еще в середине прошлого века Г. Е. Щуровский. В ряде случаев источником полезных компонентов более молодых россыпей могут служить более древние россыпи, нередко даже непромышленные. При перемыве последних могут сформироваться промышленные россыпи. Иногда такой перемыв происходит неоднократно.

В россыпях могут концентрироваться минералы, которые обладают химической стойкостью в экзогенных условиях, относительной физической прочностью и преимущественно большой плотностью. Последнее касается в основном минералов, образующих россыпи в удалении от источников. Например, горный хрусталь, хотя он и имеет невысокую плотность (2,65), формирует элювиальные и ложковые россыпи, но крайне редко добывается из аллювиальных россыпей (обычно попутно, при обработке других видов сырья). Минералы, формирующие россыпи, по плотности образуют следующий ряд: осмистый иридий (19—21), золото (19,3—15,6), платина (14—19), киноварь (8—8,2), танталит (5,3—8,3), вольфрамит (7,2—7,7), касситерит (6,8—7,1), шеелит (5,9—6,1), монацит (5—5,5), магнетит (5,17), ильменит (4—5), циркон (4,7), хромит (4,5), рутил (4,2), корунд (4), гранат (3,5—4,25), топаз (3,4—3,6), алмаз (3,5), силлиманит (3,23), кварц (2,65), полевые шпаты (2,5—2,76).

В результате перемещения материала по склонам гор, в речном потоке воды, в прибрежно-морских и озерных условиях, в условиях переноса зерен минералов ветром и другим путем происходит механическая дифференциация вещества. При этом большое значение имеют плотность зерен и их диаметр, скорость перемещения потока воды или воздуха, степень окатанности, свойства сопутствующих зерен, способность зерен к полировке и разрушению, а иногда и их ковкость (для частиц золота, например, их способность принимать сплюснутые, дисковидные и иные формы), особенности гранулометрического состава совокупности зерен, вязкость среды россыпеобразования и некоторые другие факторы. Скорость движения воды в реках неодинаковая не только для отдельных участков русла (плесы и перекаты), но и изменяется в зависимости от их водообильности. Например, она возрастает в паводковый период, во время обильных дождей. Обломочный материал в потоке реки начинает двигаться, согласно Ю. А. Билибину, при следующих скоростях течения воды (в м/с): песок мелкий — 0,162, крупный — 0,216; галька мелкая — 0,312, средняя — 0,650, крупная — 0,975, диаметром 54 мм — 1,62; камни объемом 82 см³ — 2,27, а объемом 558 см³ — 3,25, 1116 см³ — 4,87 и 5600—8400 см³ — 11,69. Как отмечает Ю. А. Билибин, в переносе материала в реках принимает участие и лед, особенно если реки промерзают до дна и в лед вмораживают валуны и галька, которые весной транспортируются льдинами. Материал, переносимый льдом, усложняет строение россыпей.

Среди россыпных месторождений, по особенностям их генезиса, выделяют следующие классы: 1 — элювиальный, 2 — делювиальный, 3 — ложковый, 4 — пролювиальный, 5 — аллювиальный, 6 — гляциальный, 7 — морской, 8 — озерный, 9 — эоловый, 10 — коллювиальный. Каждый класс может иметь несколько подклассов. Например, в аллювиальном классе известны косовой, русловый, долинный, дельтовый, террасовый подклассы; в гляциальном классе — моренный и флювиогляциальный подклассы. Если сформировавшиеся россыпи перекрыты более молодыми отложениями, их называют погребенными. Выделяют также древние и более молодые россыпи. Среди морских молодых россыпей большую роль начинают играть подводные шельфовые россыпи. Следует различать настоящие морские и океанические россыпи: образованные в условиях моря или океана — латеральные и оказавшиеся по тем или иным причинам на дне моря — аллювиальные. Одна из причин — опускание участков суши или подъем уровня воды в Мировом океане (такой подъем произошел после таяния ледников после эпохи оледенений). Покрытые морем аллювиальные россыпи следует относить не к морским, а к аллювиальным. Пролувиальные россыпи возникают у подножия гор, материал их привнесен путем смыва со склонов временными потоками и обычно плохо сортирован. Они или представлены отдельными конусами выноса, или окаймляют подножия гор сплошным делювиальным шлейфом. Пример пролювиальной россыпи — древнечетвертичная россыпь монацита в Сибири. Ложковые россыпи, или россыпи овражной сети, характерны для месторождений пьезокварца Урала. Коллю-

виальные, или россыпи обвалов, относятся к достаточно редкому типу; их примером служат россыпи обломков лазурита, образующие залежь вблизи коренных тел, выходящих на крутых склонах Западного Памира (Ладжвардарьинское месторождение).

Большой вклад в изучение россыпей, в том числе аллювиальных, внесли отечественные геологи Ю. А. Билибин, Н. А. Шило, Е. В. Шандер.

Формирование россыпей — процесс, как правило, сложный. Наиболее простой случай — формирование элювиальных россыпей. Например, при образовании элювиальных россыпей кристаллов горного хрусталя (или, как их иногда называют, «развалов») степень дифференциации вещества относительно низка. Иногда, например, при формировании элювиальных россыпей вольфрамита и других, плотных минералов ощущается более интенсивный вынос сопутствующих зернам полезных компонентов, зерен сопутствующих минералов и обломков горных пород, что приводит к определенному обогащению элювиальной россыпи ценными минералами. Интенсивная дифференциация вещества осуществляется при движении по склону рыхлой массы, содержащей плотные зерна. Эти

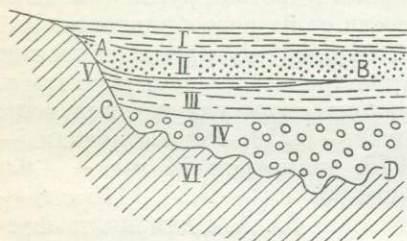


Рис. 37. Схема строения аллювиальной россыпи (разрез).

A—B — ложный плотик; C—D — плотик; I и III — торфа; II и IV — песок; V — прослой плотных глин; VI — коренные породы

зерна обычно перемещаются медленно, что приводит к формированию обогащенной полезными компонентами делювиальной россыпи. Еще большая дифференциация вещества происходит в водном потоке. Скорость дифференциации в потоках воздуха при прочих равных условиях (в первую очередь при скорости перемещения потока воды или воздуха) меньше, чем в воде. На перекатах рек вещество дифференцируется более интенсивно, чем в зоне плесов. В формировании прибрежно-морских россыпей большую роль играют приливно-отливные движения воды, вызывающие возвратно-поступательные движения зерен и их сортировку. Большое значение в образовании подводных морских россыпей имеет привнос материала реками. Так, подводные россыпи алмазов, находящиеся у берегов Намибии на глубине 60—200 м, сформировались, очевидно, за счет привноса реками алмазов с континента. В результате длительного переноса более истирались и разрушались технические алмазы, поэтому в подводных россыпях ювелирных разновидностей алмазов больше, чем в коренных месторождениях.

Строение россыпей в ряде случаев сложное, что также обусловлено многоярусным расположением зон с промышленным содержанием полезных компонентов. Для аллювиальных россыпей разработана специальная терминология элементов россыпей. Коренные породы,

на которых залегают песчано-глинистые образования с полезными компонентами, названы плотиком (рис. 37). Поверхность плотика часто неровная, и в отдельных его углублениях-западинах иногда скапливается повышенное количество полезных компонентов. Распределение полезных компонентов в россыпях обычно неравномерное: имеются гнезда и струи, обогащенные этими компонентами. Как правило, содержание их повышается у поверхности плотика. Все песчано-глинистые, песчано-гравийные и иные отложения, содержащие полезные компоненты, названы песками, или пластом, а не содержащие полезного компонента — торфами (вне зависимости от их состава). Торфа в большинстве случаев перекрывают пески, но при сложном многослойном строении россыпей может быть несколько слоев торфов, в том числе и ниже слоев песков. Торфа и пески сверху иногда перекрываются почвенным слоем, или почвой. В некоторых россыпях присутствуют ложные плотики. Вблизи поверхностей этих плотиков, так же как и у коренного плотика, наблюдается повышенное содержание полезных компонентов, а под ложным плотиком могут располагаться или торфа, или пески с менее высоким содержанием полезных минералов, чем у поверхности ложного плотика. Ложные плотики обычно сложены пропластками плотных глин; они-то и задерживают миграцию тяжелых зерен и способствуют их концентрации вблизи поверхности ложных плотиков.

Россыпные месторождения постепенно переходят в осадочные (механические осадки).

Осадочные месторождения

Осадочные месторождения возникают в водной и воздушной средах. Материал для формирования этих месторождений или привносится механическим путем потоками жидкой воды, льда, воздуха, или выпадает из воды, содержащей ряд растворенных в ней продуктов. В ряде случаев большую роль в образовании месторождений играют животные и растения, которые предварительно сконцентрировали в себе те или иные вещества, рассеянные в водной среде или на суше. Существенное значение в возникновении месторождений могут иметь материалы, поступающие из вулканических очагов. Это и твердые продукты в виде пепла, шлака, пемзы и др., и растворенные в горячих вулканических водах и газах различные полезные компоненты (металлы, сера и др.). Вероятно, небольшое количество материалов поступает из космоса в виде пыли и более крупных частиц. Материал, вносимый в реки, озера, моря и океаны с суши, может привноситься в истинных и коллоидных растворах, а также в виде более крупных частиц, взвешенных в потоке воды или воздуха.

На формирование осадочных месторождений большое влияние оказывает климат. Н. М. Страхов, учитывая климат, выделяет три типа литогенеза: 1 — гумидный, 2 — аридный и 3 — ледовый. Кроме того, в отдельный тип он выделяет так называемый аazonальный тип литогенеза, эффузивно-осадочный. Гумидные условия характеризу-

ются повышенной влажностью, при этом количество метеорных осадков превышает испарение. В этих условиях возникали осадочные месторождения алюминия, железа, марганца, каменного угля и др. В аридных условиях масса воды, удаляемая из верхних частей земли путем испарения, превышает массу, привносимую осадками (пустынные условия). В таких условиях образуются месторождения калийно-магниевых солей, поваренной соли, гипса, доломита, ряд месторождений фосфора и др. В условиях ледового типа литогенеза накапливаются продукты в основном механического выветривания. Пример — месторождения моренных глин и суглинков, а также валуно-гравийного материала. Эффузивно-осадочные месторождения представлены залежами кратерно-озерной самородной серы, озерных отложений и рапы озер, содержащих бор, литий, калий, магний. К этой группе относятся некоторые месторождения железного и медного колчедана, оксидов железа и марганца, отложения вулканических пеплов, а если учесть некоторые дополнительные изменения, происходящие на стадии диагенеза вулканогенно-осадочных пород, то и залежи цеолитов и бентонитовых глин. Кроме климата на процессы формирования осадочных месторождений большое влияние оказывают тектонический фактор, обуславливающий специфику образования месторождений на платформах и в геосинклиналях и ряд других особенностей, а также характер (в первую очередь состав) размывающихся толщ, из которых поступает материал для месторождений, рельеф, среда осадкообразования, в том числе и степень удаленности от берега, рельеф дна, соленость воды, наличие гуминовых и других органических кислот и т. д.

В процессе переноса материала, поступающего на участке седиментогенеза из областей размыва, происходит его сортирование, или, как это назвал Л. В. Пустовалов, механическая и химическая дифференциация. Механическая дифференциация способствует разделению осадков по крупности материала (гранулометрическому составу), по их плотности и прочности (механически слабые частицы истираются быстрее). В результате подобной дифференциации, проходящей нередко с неоднократным перемывом уже сформировавшихся осадков, возникают высококачественные месторождения почти мономинеральных кварцевых песков, используемых в стекольной промышленности; залежи гранатсодержащих песков и других видов сырья. В процессе химической дифференциации решающую роль играют миграционная способность элементов и их соединений, а также физико-химическая характеристика среды осадкообразования, влияющие на эту способность (рис. 38). Примером такой дифференциации может служить последовательное осаждение руд алюминия, железа и марганца, отмеченное Н. М. Страховым (рис. 39).

Среди осадочных месторождений с учетом характера процессов выделяют следующие классы: 1 — механический, 2 — химический, 3 — биохимический, 4 — вулканогенно-осадочный.

К механическому классу, месторождения которого возникают при ведущей роли переотложения продуктов механического вы-

ветривания и иного механического разрушения горных пород, относятся ледниковые образования, например моренные глины, флювиогляциальные, песчано-гравийные и другие образования, эоловые пески, аллювиальные пески и глины, озерные и озерно-болотные глины, озерные пески и песчано-гравийные отложения, морские глины, пески и песчано-гравийные образования, пролювиальные и делюви-



Рис. 38. Схема химической дифференциации (последовательность выпадения веществ в осадок). По Л. В. Пустовалову

альные суглинки, глины и пески. Следует подчеркнуть, что на высокое качество огнеупорных озерно-болотных глин влияет присутствие гумусовых кислот, способствующих удалению из зоны седиментогенеза соединений железа. Большинство осадочных месторождений глин формируется при переносе глинистых частиц из зон выветривания или иного разрушения исходных пород в виде коллоидных растворов.

В класс химических месторождений входят такие, генезис которых зависит от тех или иных химических или физико-химиче-

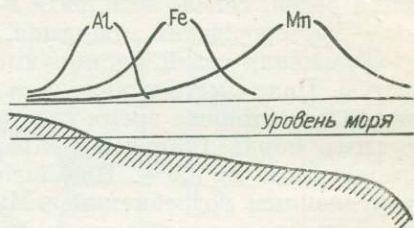


Рис. 39. Дифференциация алюминия, железа, марганца в прибрежной части водоема. По Н. М. Страхову

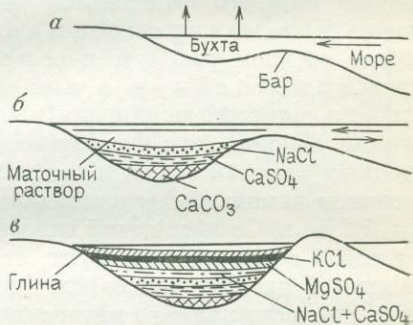


Рис. 40. Схема солеобразования по гипотезе баров Оксенюса. Из работы С. А. Вахромеева

ских процессов, а также месторождения, на образование которых могли оказать влияние биологические факторы, но установить их роль трудно. К первым относятся месторождения калийно-магниевых солей, поваренной соли, гипсов и др., ко вторым — некоторые месторождения марганца, железа, трепелов и др. Одни месторождения хемогенного генезиса возникли из истинных растворов — месторождения солей, гипса, ангидрита и др., другие из коллоидных растворов — месторождения алюминия, железа и др.

Отложения солей формируются в бассейнах с повышенной соленостью. Надо иметь в виду, что содержание солей в воде Мирового океана в настоящее время составляет в среднем 3,5%. Однако в отдельных морях (например, Красном) оно повышается до 4,2%, в Средиземном до 3,9%. Повышенная соленость морей объясняется затрудненным водообменом с Мировым океаном, а пониженная — интенсивным притоком пресных вод, привносимых в основном реками (в Финском заливе Балтийского моря соленость снижена до 0,35%). По данным А. А. Иванова, в сухом остатке воды современного океана содержится (в %): NaCl 77,7, MgCl₂ 10,9, MgSO₄ 4,7, CaSO₄ 3,6, K₂SO₄ 2,5, CaCO₃ 0,3, MgBr₂ 0,2. Концентрированный рассол, из которого выделяются твердые соли, назван рапой. Рапа может быть поверхностная, расположенная над выделившейся из нее твердой фазой, и погребенная. В последней различают межкристальную и иловую. Как показывают элементарные расчеты, простого испарения морской воды в том или ином изолированном водоеме для формирования имеющихся в настоящее время мощных залежей солей недостаточно. В связи с этим еще в прошлом столетии немецкий исследователь К. Оксенюс предложил гипотезу баров. Согласно этой гипотезе, солеродные участки представляют собой водоемы типа бухт, отделенных от океана или моря подводным барьером, или баром (рис. 40). В этих бухтах идет в условиях аридного климата интенсивное испарение воды, что понижает ее уровень, и вследствие этого происходит постоянный приток в бухты новых порций морской воды. Испарение морских вод приведет к повышенным концентрациям воды в бухтах — формированию маточного раствора. Из маточного раствора последовательно выпадают: 1) карбонаты, 2) галит с гипсом, 3) гипс, 4) калий-магниевые соли. На третьей стадии, по мнению К. Оксенюса, уровень поверхности маточного раствора, ввиду большей плотности расположенного у дна бассейна, достигает уровня бара. Отложения калийных солей происходят в условиях, когда поднявшийся над уровнем воды бар полностью отделит лагуну от моря. Примером гипотезы баров считали залив Кара-Богаз-Гол (рис. 41), который был мощнейшим испарителем Каспийского моря. Однако, несмотря на то что идеей затрудненного водообмена лагуны с более обширным водоемом-источником солей логично объясняется концентрация солей на сравнительно ограниченных площадях, теория баров в варианте К. Оксенюса заслуживает и критических замечаний. Во-первых, ею не учтено прогибание солеродного бассейна, благодаря которому мощность толщ солей может достигнуть значительных величин. Во-вторых, в связи

с весьма крупными горизонтальными размерами залежей ископаемых солей, отложение их происходило в ряде случаев не в лагунах, а в достаточно крупных солеродных водоемах, отвечающих по параметрам морям. В-третьих, порядок соленакпления не совсем такой, как предполагал К. Оксениус. Этот порядок был намечен еще в середине прошлого века итальянским химиком Г. Узилью, затем изучался

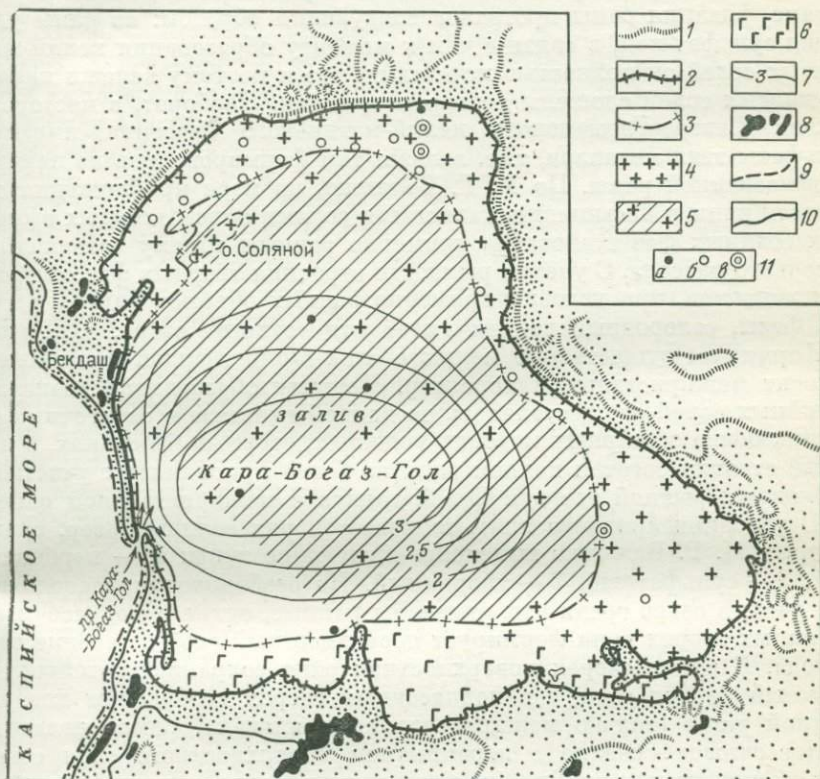


Рис. 41. Схематическая карта залива Кара-Богаз-Гол. По А. И. Даенс-Литовскому:

1 — древние береговые валы и террасы; 2 — схематическая граница рассолов на 1930 г.; 3 — схематическая граница рассолов на 1956 г.; 4 — обнаженная часть верхнего соляного пласта; 5 — поверхностный соляной пласт под рапой; 6 — гипсовый солончак (засуха); 7 — изобаты рассола залива на 1956 г.; 8 — сухие соляные озера — солончак; 9 — схематическая граница воды Каспия на 1930 г.; 10 — схематическая граница воды Каспия на 1956 г.; 11 — разведочные буровые скважины на различные годы; а — 1934—1935 гг.; б — 1954 г.; в — 1951 г.

Я. Вант-Гоффом и другими исследователями. Экспериментальные работы Н. С. Курнакова позволили уточнить последовательность выпадения солей из морской воды при солнечном испарении. По «солнечной диаграмме» Н. С. Курнакова осаждение протекает в следующем порядке: 1 — гипс, 2 — галит, 3 — эпсомит, 4 — гексагидрат (6-водный сульфат магния), 5 — карналлит, 6 — бишофит. Для

характеристики солеродных водоемов Н. С. Курнаков ввел понятие о коэффициенте метаморфизации рассолов, определяемом отношением $MgSO_4 : MgCl_2$. Метаморфизация рассола связана с потерей им сульфат-иона. Бессульфатность калийных месторождений объяснена А. Е. Рыковским еще в 1930 г. метаморфизацией рапы на стадии седиментогенеза. К Верхнекамскому месторождению эта идея была применена Ю. В. Морачевским и Г. Г. Уразовым. В данном случае метаморфизация рапы протекала следующим образом: из рапы удалялся сульфат-ион, в связи с чем к моменту образования калий-магниевых солей он полностью исчезал из нее и поэтому залежи калий-магниевых солей сложены только хлоридами. Наоборот, в месторождениях Северо-Германского калий-магнезиевого бассейна имеются сульфаты этих металлов, т. е. залежи там формировались из неметаморфизованной рапы. По М. Г. Валяшко, по мере приближения солености рапы к насыщению калиевыми солями объем твердых выпавших соляных фаз становится примерно равным объему оставшегося маточного рассола. С учетом рыхлости строения твердых фаз солеродных водоемов, при условии примерно равных объемов рапы и твердой фазы, солеродный водоем имеет вид «сухого» озера, т. е. рапа не формирует существенно мощного слоя выше твердой фазы солей, а носит межкристальный характер. Поэтому образование залежей калийных солей осуществлялось по данной гипотезе в остаточных от ранних более обширных морских водоемах, озерных бассейнах, в которые стекала богатая калием рапа из более приподнятых участков, сложенных рыхлой твердой фазой галита с межкристальной рапой.

В условиях аридного климата известен ряд соляных озер, среди которых М. Г. Валяшко выделены следующие типы: 1 — карбонатный, 2 — сульфатный, 3 — хлоридный. По особенностям расположения рапы в озере среди них отмечены рапные, сухие и подпесочные. В рапных озерах рапа формирует поверхностный слой в течение всего года. В сухих озерах поверхностная рапа сохраняется только во влажный период года, а в подпесочных озерах вообще нет поверхностной рапы (только межкристальная и иловая). Само название «подпесочные» связано с перекрытием поверхностного слоя солей озер песчаным или глинистым материалом. Озера, в которых происходит садка солей, называются «самосадочными». Садка солей связана с повышением концентрации рапы (обычно в летний период) или с падением растворимости (обычно в зимний период). Например, в зимний период может происходить садка соды в содовых (карбонатных) озерах. Слой соли, отложившийся в течение одного сезона, называется *новосадкой*. Новосадка в последующее время может целиком или частично раствориться. Оставшаяся часть новосадки в условиях последующего цикла седиментогенеза может перекрыться новой порцией соляного осадка и в таком случае она перейдет в *старосадку*. Старосадку, перекрытую слоем ила, называют *корневой залежью*. Питание соляных озер водой осуществляется поверхностным и подземным путем. В ряде мест известны цепочки соляных озер, соединенных реками, причем в озерах, расположенных ниже по течению, концентрация солей выше, чем в более

верхних. Концентрация солей возрастает при испарении воды с поверхности озер, а также, как это доказал Л. М. Гроховский, в результате испарения подпочвенных вод, при их подсосывании к поверхности земли по капиллярам. Вокруг соленых озер развита так называемая соровая полоса — это полоса с неглубоким залеганием подземных вод. Выцветы солей, возникшие при испарении подземных вод, подсосывающихся к поверхности, — отличительная черта соровых полос.

Осадочные месторождения алюминия, железа и марганца формируются в основном из коллоидных растворов и суспензий. Источником вещества для них служат континентальные коры выветривания, материал которых переносится в моря, где и осуществляется процесс седиментации. Не исключено, что наряду с непосредственным осаждением коллоидных частиц часть вещества была предварительно усвоена организмами (например, бактериями). Однако, как отмечают Н. М. Страхов и В. И. Смирнов, роль бактерий в формировании морских месторождений этих металлов невелика, болотные же месторождения железа, в которых устанавливаются остатки бактериальных структур, незначительны по размерам.

Хемогенными являются ряд месторождений карбонатных пород, которыми могут быть отдельные месторождения барита, урана, меди, стронция, фосфора и других элементов. Особенно интересно отметить формацию так называемых черных сланцев, содержащих повышенные количества молибдена, ванадия, урана, золота и других металлов. В некоторых случаях эти сланцы имеют непосредственный промышленный интерес (месторождение меди Мансфельд в ГДР), а в ряде случаев они представляют собой источник металлов для последующего рудообразования в условиях эпигенеза и метаморфизма.

Миграционная способность тех или иных компонентов отражается в закономерностях размещения залежей полезных ископаемых по отношению к существовавшей в момент рудоотложения береговой линии. Так, обычно ближе к берегу формировались руды алюминия, далее железа и еще дальше марганца (см. рис. 39). Однако закономерности, связанные с миграционной способностью компонентов, могут нарушаться под влиянием биологического фактора (для биохимических месторождений). На минеральный состав рудных хемогенных залежей влияет физико-химическая обстановка условий осаждения, особенно Eh и pH среды. Х. Джемс, Н. Хубер и Р. Гаррелс выделяют ряд соединений железа, последовательно сменяющих друг друга по мере удаления от берега: оксиды—карбонаты—силикаты—сульфиды. Этот ряд несколько идеализирован и в полном виде в природе не наблюдается. На некоторых месторождениях наблюдается переход прибрежных оксидных руд железа в более удаленные карбонатные. Ближе к берегу формируются соединения четырехвалентного марганца (псиломелан, пиролюзит), а далее расположены соединения двух- и четырехвалентного (манганит), что объясняется уменьшением окислительного потенциала с глубиной.

Биохимические осадочные месторождения возникают в результате деятельности различных организмов, в том числе растений и жи-

вотных. Типичные примеры таких образований — месторождения диатомитов, известняков-ракушечников, каменного и бурого угля, ряд месторождений фосфора и др. Многие из таких месторождений формируются в водной среде, в том числе морской, океанической, озерной. Некоторые из них представляют промышленный интерес еще до стадии превращения осадка в затвердевшую массу. Например, в СССР со дна ряда северных озер (Карелия, Мурманская обл.) добывается диатомовый ил, состоящий в основном из кремневых раковин отмерших мелких водорослей — диатомей. Если высушить

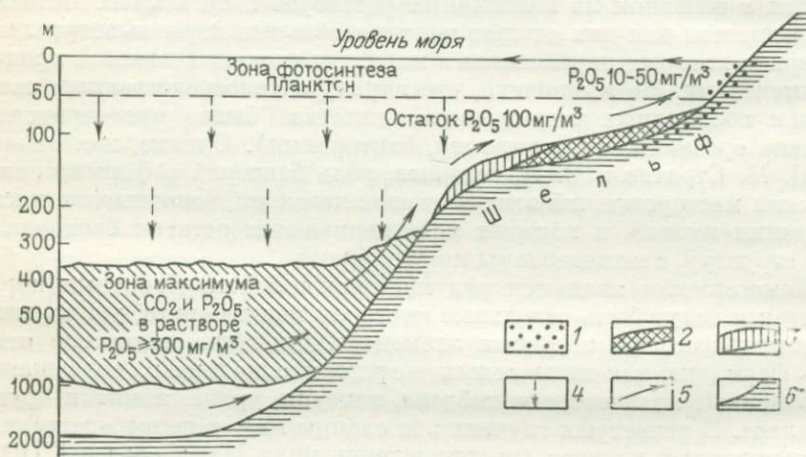


Рис. 42. Схема осаднения фосфатов в зоне шельфа в условиях восходящих глубинных течений. По А. В. Казакову.

1 — береговых галечников и песков, 2 — фосфоритов, 3 — известковых осадков; 4 — направление падения остатков планктона; 5 — направление течений; 6 — горные породы

такой ил, то в 1 г сухого вещества содержится от 150 до 600 млн. створок диатомей. Другие месторождения используются после стадии литификации, т. е. превращения осадка в горную породу, например месторождения каменного угля, известняков-ракушечников и др. Установлены организмы, которые способны накапливать фосфор, стронций, ванадий, медь и ряд других элементов. После отмирания таких организмов могут формироваться осадки, а из них в дальнейшем — горные породы, обогащенные этими элементами. Так, очевидно, формируются ванадиеносные сланцы, причем ванадий из морской воды извлекается планктоном. В этих сланцах содержится повышенное количество молибдена, урана и некоторых других металлов.

Своеобразны представления о генезисе ряда месторождений фосфоритов, развитые А. В. Казаковым (рис. 42). Согласно гипотезе этого исследователя, источником фосфора для зон фосфатообразования служат глубинные океанические воды, в которых содержание фосфора в связи с достаточно высоким количеством углекислоты

может быть повышенным. В местах, где эти глубинные воды поднимаются к поверхности (так называемого апвеллинга), фосфаты могут выявиться в повышенных количествах в приповерхностных водах. Однако здесь содержание углекислоты понижено, так как она поглощается фитопланктоном; в связи с этим фосфорные соединения начинают выпадать в осадок. Если осадок выпадает над глубинными участками акватории, то по мере погружения и достижения зон с высоким содержанием углекислоты он вновь растворяется. Если же глубинные воды выносят фосфор в неглубокие шельфовые зоны, то здесь осадок может достигнуть дна и явиться причиной формирования месторождения фосфора. Эту гипотезу нередко называют *к о с в е н н о - б и о х и м и ч е с к о й*, так как организмы рассматриваются в качестве дополнительного фактора, понижающего содержание углекислоты. Гипотезу А. В. Казакова принимают многие геологи, причем существует ряд ее вариантов, несколько отличающихся друг от друга. В некоторых из них признана сама идея апвеллинга, который приводит к подъему фосфора в приповерхностные зоны. Обогащение верхних зон фосфором приводит к более интенсивному развитию организмов, поглощающих его. Останки организмов и их экскременты (в дальнейшем — капролиты) опускаются в придонные зоны и здесь участвуют в формировании залежей фосфоритов. Таких взглядов придерживается Г. Н. Батурин, исследующий зоны фосфообразования на дне океанов.

Нет единого взгляда на происхождение месторождений нефти и газа. Это в значительной степени связано с тем, что скопления нефти и газа локализуются не в местах их образования, а мигрируют в благоприятные структуры (например, антиклинальные складки, в которых на нефте- и газоупорные слои формируют своеобразные куполо-ловушки, типа перевернутых чашек). Большинство геологов придерживаются взглядов на органогенное происхождение нефти и газа. Из наиболее ранних взглядов на органическое происхождение нефти следует упомянуть гипотезу немецких ученых — химика К. Энглера и геолога Г. Гефера, предполагавших возникновение углеводородов из органогенных жиров. Исходным материалом для образования нефти и газа немецкий исследователь Г. Потонье считал богатый органическими остатками ил — сапрпель. Сапрпелевая гипотеза была затем развита советским геологом И. М. Губкиным. Нефтеобразование протекает в несколько стадий, в одну из них формируется битуминозное вещество, а затем, в условиях более глубокого погружения осадочных образований и деятельности анаэробных бактерий, возникают углеводы, которые в дальнейшем мигрируют в благоприятные структуры. В целом сторонники органического происхождения нефти в качестве исходного материала считают растительные и животные массы, захороненные в осадочных породах. Расчеты показывают, что масса органического вещества, синтезируемого только планктоном, составляет многие десятки миллиардов тонн в год, что, как полагают эти исследователи, достаточно для формирования месторождений нефти и газа. Имеется и ряд гипотез неорганического происхождения газонефтяных месторождений. В частности,

еще Д. И. Менделеев предложил карбидную гипотезу, согласно которой углеводороды возникают при взаимодействии карбидов металлов с водой (например, по реакции: $2\text{FeC} + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{C}_2\text{H}_6$). Вода при этом спускается по трещинам и реагирует на глубинах с расплавленными карбидами металлов. Согласно космической гипотезе, предложенной В. Д. Соколовым и разработанной В. Б. Порфирьевым, исходные углеводы находились в Земле еще в начальный период ее существования. Эта гипотеза подкрепляется наличием битумов в метеоритах и углеводородов в хвостах комет, атмосфере некоторых планет. Существуют также вулканические гипотезы, по которым формирование рассматриваемых месторождений связано с вулканизмом (в газах вулканов присутствуют углеводороды), и подкоровая гипотеза, согласно которой нефть возникает в результате взаимодействия водорода и оксиды и двуокиси углерода, мигрирующих из подкоровых глубин Земли (А. И. Кравцов). Водород же образуется при взаимодействии водяных паров и железистых силикатов по реакции типа $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$. При этом большая роль приписывается и магматизму (водород и метан возникают при формировании изверженных пород). В дальнейшем нефть образуется в результате полимеризации метана.

Биохимические осадочные месторождения возникают не только в водной, но и в воздушной среде. К таким образованиям следует отнести месторождения фосфора формации гуано, возникающие из экскрементов птиц, а также так называемые пещерные фосфориты, формирующиеся в результате преобразования экскрементов летучих мышей в пещерах в известняках на некоторых островах Тихого океана, и другие месторождения.

Вулканоогенно-осадочные месторождения возникают при поступлении промышленных компонентов из вулканов. Иногда почти вся масса промышленной залежи слагается вулканоогенным материалом. Таковы месторождения пемзы, формирующиеся в морских или озерных условиях за счет вулканических выбросов, попадающих в водную среду и в ней отлагающихся. В некоторых случаях вулканоогенно-осадочные месторождения приурочены к кратерным озерам. Примером этих месторождений служит одно из крупнейших в Индонезии кратерное оз. Тальга-Бодас, на дне которого развиты залежи самородной серы. Бывают и эффузивно-осадочные месторождения, связанные с озерами, расположенными вблизи очагов вулканизма. В эти озера переносятся продукты вулканической деятельности, например растворы, содержащие повышенное содержание бора, калия, магния, соды и других веществ. При этом или формируются осадочные месторождения, представленные твердыми продуктами, или месторождения, представленные озерами с рапой, содержащей повышенное количество необходимых для промышленности компонентов. Пример первых месторождений — Крамер в США — крупнейшее в мире месторождение бора, залежь которого локализована среди озерных отложений. Пример вторых — месторождение рапы оз. Сирлс, содержащей достаточные для промышленного извлечения концентрации бора, лития, калия. К эффузивно-осадочным месторождениям

относят и некоторые месторождения железного и медного колчедана, сформировавшиеся в морских условиях при поступлении материалов из подводных вулканов. К этой группе морских эффузивно-осадочных месторождений относят отдельные месторождения железа, фосфора и железа (Холзунское), марганца, свинца, цинка и др. Например, месторождение Атасу, расположенное в Центральном Казахстане, представлено железомарганцевыми и баритсвинцовоцинковыми рудами. По представлениям Г. Н. Щербы, оно формировалось в условиях выноса на дно моря газогидротермальных растворов; причем более поздние порции рудного вещества поступали в уже образовавшуюся осадочную толщу по разломам.

При формировании осадочных месторождений последовательно преобразуются вещества исходных осадков, и для разных формаций роль стадий такого преобразования различна. Для некоторых месторождений главным в накоплении промышленных концентраций веществ является сам процесс осаждения и накопления осадка — седиментогенез. К таким видам сырья следует отнести месторождения каменной соли, сернокислого кальция, осадочных бокситов и некоторые другие виды минерального сырья. В некоторых случаях еще не отвердевшая (нелигнифицированная) масса осадка представляет собой полезное ископаемое. Примеры — диатомовые илы, добываемые в озерах Карелии и Мурманской обл. сольновосадка, сапропелевые илы, известковая ракушка и т. д. Для других месторождений для формирования промышленных концентраций, доступных для рентабельной разработки, одного седиментогенеза недостаточно. Возьмем, например, возникновение желваковых месторождений фосфоритов, ряда конкреционных залежей стронция и некоторых других месторождений. Образующийся в процессе седиментогенеза осадок с повышенным содержанием полезных компонентов, но не достигший промышленных концентраций — это еще не месторождение. Извлекать из него тот или иной элемент экономически невыгодно. Но на стадии литификации, т. е. превращения осадка в породу, а начинается она после перекрытия определенной зоны осадка более молодыми осадками, происходит перераспределение вещества. Некоторые элементы начинают концентрироваться в конкреции. Возникают, например, желваки фосфоритов, содержащие P_2O_5 20—30%. Эти твердые плотные желваки, находясь в относительно рыхлой песчано-глинистой массе, могут быть легко отделены в фосфоритовый концентрат даже путем такого недорогостоящего процесса, как простая отмывка. Так, из первичных непромышленных, но содержащих повышенное количество фосфора илов могут на стадии, следующей за седиментогенезом и называемой диагенезом, возникать промышленные месторождения. Аналогичным или близким к этому путем могут образоваться и залежи конкреционных руд стронция и других видов сырья. В ряде случаев диагенетические процессы улучшают качество руды. Но иногда диагенез способствует понижению качества сырья. Например, считают, что в процессе диагенеза в условиях высокого рН (8,5—8,8) и при отрицательном Eh оксидные соединения марганца могут перейти в карбонатные (родохрозит, манганокальцит), ко-

торые промышленно значительно менее ценные. К стадии диагенеза, вероятно, следует отнести и формирование из вулканических пеплов в щелочной среде на дне морей бентонитовых глин типа месторождения Гумбри в Грузии и Оглаплинского в Туркмении. На этой же стадии в условиях раннего диагенеза в озерных условиях материал, представленный вулканическими туфами кислого состава, преобразовывался в скопления цеолитов (филлипсита, эрионита, клиноптилолита и др.). Пример — месторождения цеолитов Калифорнии (США). В условиях позднего диагенеза, по данным А. С. Михайлова, формировались за счет кислых и средних по составу вулканических продуктов (туфов) цеолитовые месторождения (морденит и клиноптилолит) СССР (Закавказье и др.) и Японии. Пример — Айдагское месторождение морденита в Азербайджане, возникшее в морских условиях.

С завершением литификации породы (или руды), выраженной главным образом ее уплотнением, некоторой степенью дегидратации и определенным изменением состава, обусловленным изменением рН и Eh среды и др., а также повышением давления и другими факторами, наступает взамен стадии диагенеза — стадия катагенеза, или эпигенеза. Процессы, протекающие в породах на стадии катагенеза, во многом обязаны циркулирующим подземным водам, давлению вышележащих толщ, рН и Eh среды, температурным условиям и другим факторам.

Подземные воды, особенно содержащие повышенное количество углекислоты и других кислот, щелочей и других компонентов, могут выщелачивать из одних пород и откладывать в другие те или иные компоненты. Так, подземные воды могут заимствовать рассеянный в отдельных (например, вулканогенно-осадочных и иных толщах) уран и откладывать его в слоях каменного угля, формируя месторождения урана. Предполагают, что благодаря такому переотложению возникают крупнейшие месторождения стронция и некоторых других элементов. Образованные таким образом месторождения иногда выделяют из осадочных в самостоятельную группу — подземно-водных. Интересно формирование подземно-водных месторождений самородной серы, детально исследованных А. С. Соколовым. Сера гипсов и ангидритов может под воздействием серобактерий переходить в сероводород. Энергетическим обеспечением жизнедеятельности этих бактерий «занимаются» битумы, вносимые подземными водами в зоны перехода сульфатов кальция в сероводород и попутно возникающий при этом кальцит. Нисходящие, богатые кислородом воды переводят сероводород в самородную серу по реакции $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$. Поэтому для нормального процесса осернения сульфатов кальция необходимы определенные условия: наличие восходящих потоков битумов (включая нефть и природные горючие газы) и нисходящих кислородопоставляющих потоков воды. Этот своеобразный биохимический процесс приводит к формированию крупнейших месторождений самородной серы на стадии катагенеза. В некоторых случаях процессы стадии катагенеза изменяют качество минерального сырья, улучшая или ухудшая его. Полагают,

что стадия катагенеза протекает от стадии диагенеза до стадии метаморфизма, обусловленной эндогенными факторами.

К группе экзогенных месторождений, как отмечалось, относится кроме месторождений выветривания, осадочных и подземно-водных еще ряд групп. Например, пирометаморфические — это такие образования, которые возникают при подземных угольных пожарах. При этом глины, вмещающие пласты каменного или бурого угля, обжигаются и переходят в глиежи (слово образовано из трех частей: «гли» — глины, «е» — естественно, «ж» — жженые). Глиежи используются как добавки при получении цемента. К космоударным, или астроблемным, относят месторождения, возникающие при падении на Землю крупных тел космического происхождения. Диаметр образовавшихся при этом структур составляет до 100—120 км. Горные породы под действием таких ударов испытывают интенсивное преобразование. Возникают месторождения поделочного камня — влтавин (по р. Влтава в ЧССР), иногда образуется гексагональный алмаз — лондэлеит.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения разделяются на три группы — метаморфические, метаморфизованные и регенерированные. К метаморфическим относят месторождения, которые возникли в процессе метаморфизма. Метаморфизованные месторождения — это такие месторождения, которые изменились в процессе метаморфизма. Регенерированные месторождения формируются в процессе метаморфизма. Регенерированные месторождения формируются в процессе метаморфизма при переотложении вещества за пределами ранее существовавших их концентраций.

Метаморфические месторождения возникают как при контактом, так и региональном метаморфизме. Большое значение при их формировании имеют глубинный тепловой поток, давление, развивающееся за счет тектонических процессов (динамометаморфизм), статическое давление вышележащих пород, вода, особенно содержащая различные минерализаторы, углекислота и другие факторы. При создании многих метаморфических месторождений большое значение имеют состав и структурно-текстурные особенности пород, подвергшихся метаморфизму. Температуры метаморфических процессов колеблются в широких пределах — от первых десятков градусов, характерных для цеолитовой фации метаморфизма, до 1000 °С и более, характерных для гранулитовой фации (рис. 43). В условиях регионального метаморфизма в зависимости от фаций образуются различные месторождения. Для цеолитовой фации, характеризующейся развитием альбита и хлорита, возникают месторождения родусит-асбеста, фации зеленых сланцев — месторождения талька, хризотил-, актинолит- и режекит-асбестов, кровельных сланцев; глаукофановой — поделочного родонита; амфиболитовой — антофиллит-, крокидолит- и амозит-асбестов, гранулированного жильного кварца, чешуйчатого графита в гнейсах, кианита, силлиманита, граната;

чешуйчатого мусковита (используемого для обмазки электродов), полевошпат-мусковитовых метаморфогенных пегматитов. В условиях гранулитовой и эклогитовой фаций образуются скопления рутила, гранатов. Метаморфические месторождения различаются не только по фациям метаморфизма, но и по характеру подвижности тех или иных компонентов, участвующих в создании тел полезных ископаемых. Например, при образовании месторождений антофиллит-асбеста

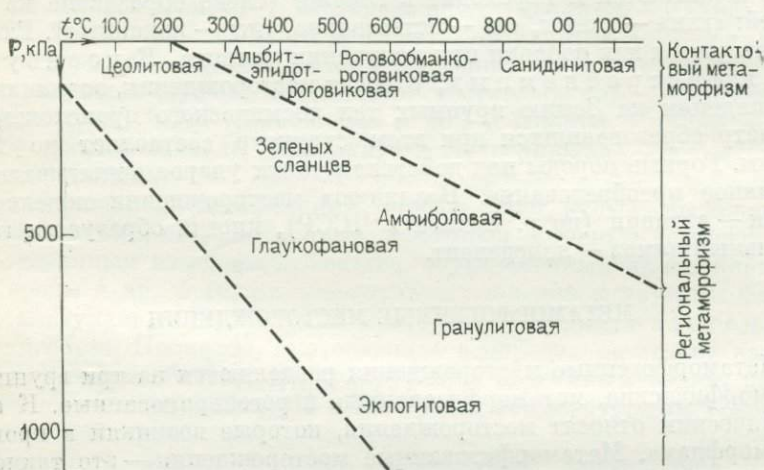


Рис. 43. Физические условия возникновения метаморфических фаций. По данным П. Эсколы, Н. А. Елисеева, В. С. Соболева и др. Из работы В. И. Смирнова

за счет метаморфизованных ультрамафитов не происходит существенного привноса вещества, как и в ряде случаев образования графита в гнейсах. Месторождения, сформированные без существенного привноса ведущих компонентов, называют амобильными.

В ряде случаев компоненты мигрируют, но на относительно небольшое расстояние. Например, при образовании талькитовых залежей в зонах контактов ультрамафитов и хлорит-серицит-кварцевых сланцев в приконтактную зону ультрамафитов из сланцев поступает кремнезем и за счет ультрамафитов возникает талькит, а из этих сланцев при привносе в них из прилегающей зоны ультраосновных пород магния и частично железа — хлоритовые сланцы. Такой тип метаморфического рудогенеза относят к ограниченно амобильному. Другим примером ограниченно амобильного процесса следует считать формирование залежей крокидолит-асбеста в толщах, состоящих из доломитсодержащих железистых кварцитов. Необходимые для образования этого асбеста компоненты заимствуются из кварцевых, железистых и доломитовых слоев, и залежи асбестового слоя локализируются в самой толще железистых кварцитов и доломитов. Такое заимствование ряда компонентов из близрасположенных прослоев для формирования полезного ископаемого получило название

метаморфической интеграции. В противовес ему, также при ограниченном перемещении вещества, осуществляются процессы метаморфической дифференциации. В последнем случае, наоборот, из горной породы, в состав которой входит ряд компонентов, выделяются отдельные компоненты и в трещинах, и в других местах формируются жилы из одного или ограниченного числа (по сравнению с исходной породой) компонентов. Например, из алюмосиликатных пород выделяются достаточно мономинеральные кварцевые жилы. Или в мусковит-плагиоклаз-кяннит-кварцевых сланцах формируются почти мономинеральные кяннитовые прожилки. Такие образования называют альпийскими жилами, поскольку метаморфогенные кварцевые жилы, возникшие таким образом, были впервые описаны в Альпах.

К мобильным метаморфическим месторождениям относят месторождения, возникшие при привносе из отдаленных зон подземными водами тех или иных компонентов, источник которых порой даже неясен, и в этом отношении они смыкаются с теле- и гидротермальными месторождениями. Возможно, что ряд полезных компонентов привносится в зоны формирования полезных ископаемых из зон интенсивного метаморфизма, в том числе гранитизации. Даже в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, как показали исследования А. Н. Комарова, В. Ю. Фоменко и В. Н. Кучер, из терригенных пород выносятся титан, свинец, цинк, олово, барий, ванадий и др. Эти исследователи считают, что при гранитизации из пород выносятся железо, магний, кобальт, хром, медь, скандий, стронций, иттрий, иттербий и некоторые др. А. М. Блох показал, что воде, возникающей при дегидратации толщ в процессе метаморфизма, свойственны очень высокие растворяющие свойства, обусловленные особенностями характера ассоциации ее молекул. Воды, формирующиеся в процессе метаморфизма и другие, подогретые тепловым потоком Земли подземные воды, содержащие заимствованные из тех или иных зон полезные компоненты, могут их откладывать в благоприятных условиях — при смене кислотности — щелочности среды, связанной с различными причинами, в том числе и с составом пород, по которым воды мигрируют. Так, по мнению Р. С. Казакова, образуются некоторые баритовые месторождения Башкирии. Аналогичным путем, вероятно, возникают отдельные месторождения урана и др.

Следует иметь в виду, что одной из причин дифференциации элементов при метаморфизме может быть термодиффузия, в результате которой формируются определенные промышленные концентрации. Как известно, элементы с большей атомной массой в условиях температурного градиента мигрируют в сторону более низких температур. Этот процесс наиболее активно протекает в газовой и жидкой средах. Естественно, процесс этот весьма сложен и применительно к геологическим явлениям мало исследован; ему препятствует диффузия (т. е. относительно равномерное рассеяние компонентов), реакционные взаимоотношения компонентов, перенос вещества инфильтрационным путем, бародиффузия (диффузия, вызванная градиентом давления), химические свойства компонентов во взаимодействии

с физико-химическими особенностями среды и т. д. Однако сбрасывать со счетов процесс термодиффузии нет оснований. Определенную роль она может играть и в механизме гранитизации — базификации, включая генезис метаморфических пегматитов; не исключена ее роль в формировании залежей хромитов в массивах ультрамафитов. В последнем случае может быть два варианта применения гипотезы термодиффузии.

По первому варианту, согласно взглядам о магматическом, а не протрузивном генезисе массивов ультрамафитов, после завершения кристаллизации тел этих пород из магмы на фоне

продолжающегося охлаждения на определенном этапе возникают контракционные и тектонические трещины в этих телах. В трещины поступает вода. При вертикальном расположении трещин и значительной их протяженности (или значительной протяженности зон трещиноватости, в которых воды могут сообщаться) существует в них температурный градиент. В результате длительного взаимодействия вод с ультрамафитами небольшие количества компонентов этих пород переходят в воды. Осуществляется это не только вдоль стенок трещин, но и в зонах взаимодействия поровых вод

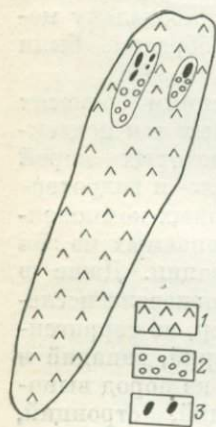


Рис. 44. Роль термодиффузии в формировании тел хромитов:

1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — тела хромитов

с породой. Компоненты поровых вод могут переходить в воды трещин и наоборот. Особенности термодиффузии таковы, что более плотные компоненты перемещаются вверх в сторону пониженных температур, а менее плотные — вниз. Поэтому хром постепенно будет перемещаться вверх, а магний вниз. Привнос магния в зоны перидотитов (гарцбургитов) приведет к их замещению дунитами, а поступление хрома в верхние зоны — к формированию залежей хромитов. Процессы инфильтрации и диффузии, вероятно, вызывают встречную миграцию веществ (в меньших масштабах, чем термодиффузионное перемещение), в связи с чем вокруг тел хромитов формируется сплошная дунитовая оторочка, значительно меньшая по мощности в верхних частях залежей хромитов (рис. 44). Определенную роль в образовании оторочки могли сыграть и процессы, близкие к собирательной перекристаллизации.

По второму варианту, применимому к внедрению ультрамафитов в твердом состоянии (протрузивному), трещины в перемещаемом из мантии блоке ультрамафитов возникают на определенной стадии его движения вверх по сиалической оболочке. Как только гидростатическое давление среды не будет препятствовать возникновению в блоке ультрамафитов относительно открытых трещин и зон трещиноватости, в них проникает вода и далее, как и в первом варианте, работает механизм термодиффузии.

Метаморфизованные месторождения испытали заметные изменения в составе, структуре и текстуре, а также частично и в морфологии залежей. По особенностям изменения состава различают трансформационные и видоустойчивые метаморфизованные месторождения.

К видоустойчивым относят такие месторождения, в процессе метаморфизма которых не изменился вид сырья. Например, при метаморфизме первично-осадочных или вулканогенно-осадочных железных руд изменяется минеральный состав — минералы, представленные гидроксидами железа, переходят в магнетит, однако вид сырья (железные руды) не изменяется. Вторым примером может служить переход фосфоритов, т. е. фосфорных руд с криптокристаллической (скрытокристаллической) структурой, в апатитовые руды (то же фосфорные), что имело место на месторождениях Лао-Кайского фосфорного бассейна в СРВ. В первом случае изменялись минеральный состав, структура и частично текстура, во втором — структура и частично текстура. В одних случаях текстура изменяется не слишком резко (руды Оленегорского месторождения железа). В других случаях (месторождения Криворожского железорудного бассейна) существенно изменяются не только состав, структура, текстура, но и морфология залежей и содержание полезного компонента. В процессе метаморфизма возникли залежи с высоким содержанием железа. В них Fe_2O_3 содержится 46—68%, а в исходных бедных рудах 25—43%. Это связано с частичным перераспределением железа и выносом кремнезема из исходных железисто-кремнистых руд. Одной из причин выноса кремнезема Г. В. Тохтуев считает локальное повышение давления в зонах развития структур будинажа. В межбудинных пережимах кварц в условиях высокого давления становился неустойчивым и удалялся растворами, а «остаток» относительно обогащался железом. В целом богатые руды Криворожья связаны с участками более сложного тектонического строения. Имеется точка зрения, согласно которой возникновение богатых руд здесь связано не с метаморфизмом, а с перераспределением железа в процессе интенсивного выветривания. Преобразования при возникновении видоустойчивых месторождений могут происходить и в условиях регионального и контактового метаморфизма. Например, в зоне Лао-Кайского фосфорносного бассейна в СРВ метаморфизм был региональным, а на отдаленных месторождениях фосфора Каратауского бассейна в СССР — контактовым.

К трансформационным относят месторождения, в которых в процессе метаморфизма изменяется (трансформируется) вид сырья. Например, в процессе метаморфизма каменный уголь переходит в графит, боксит — в корунд и наждак, известняк — в мрамор, огнеупорные глины — в силлиманитовые и кианитовые кристаллические сланцы и т. д. Метаморфизм в этих месторождениях может быть контактовый и региональный, как и в видоустойчивых месторождениях. Например, Коелгинское месторождение мрамора на Урале связывается с контактовым метаморфизмом, а Кибик-Кордонское в Сибири — с региональным.

К метаморфизованным месторождениям относятся месторождение золотоносных конгломератов Витватерсранд в ЮАР, ряд марганцевых месторождений Индии, медноколчеданные месторождения Среднего Урала и др.

К регенерированным месторождениям, понятие о которых ввел Г. Швейдерхен, относят месторождения, тела которых целиком переотложились в процессе метаморфизма под воздействием растворов. Предполагают, что источниками растворов могут быть магма и региональный метаморфизм. Хотя такое переотложение и возможно, но, как правило, в конкретных случаях доказать это трудно. Не ясно, насколько широкое развитие может иметь этот процесс. К тому же регенерированные месторождения практически неотличимы от гидротермальных (телетермальных).

В структурах и текстурах руд метаморфогенных месторождений сохраняются некоторые элементы исходного строения. Однако в процессе метаморфизма они приобретают ряд особенностей. При этом возникают прожилковые, брекчиевидные, брекчиевые, пятнистые и другие текстуры. В ряде случаев в процессе метаморфизма укрепляются зерна. Формы тел полезных ископаемых метаморфогенных месторождений разнообразны: пластовые залежи (например, типичные для графитовых руд, возникших за счет каменного угля), линзы, в том числе нередко сложные (с многочисленными апофизами и отходящими от линз жилами), гнезда, жилы и сложные штоковидные тела.

ПОНЯТИЕ О ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Все рассмотренные месторождения возникают естественным путем без вмешательства человека. В связи с хозяйственной деятельностью последнего формируется ряд образований, которые затем могут представлять промышленный интерес. Например, ряд отвалов горных пород, не имеющих в период разработки месторождений промышленного значения, могут со временем стать объектами вторичной разработки. Отвальные массы используют для строительных целей, закладки выработанного пространства в подземных выработках и для других целей. В ряде случаев в попавших в отвалы минеральных массах содержатся полезные компоненты, не представлявшие промышленного интереса во время обработки. По мере развития технологической науки и практики, а также в связи с истощением запасов богатых руд может возникнуть возможность и экономическая целесообразность извлечения из отвальных образований полезных компонентов, т. е. переработки отвалов. Такие отвалы следует рассматривать как особые техногенные месторождения, возникшие не целенаправленно, а «стихийно». К стихийной серии техногенных месторождений следует относить и получившие промышленное значение отходы обогатительных фабрик — хвосты (хвостовые месторождения). Примером стихийных техногенных месторождений служат хвостовые залежи с баритом на Салаирской группе барит-полиметаллических месторождений.

В некоторых случаях человек сознательно формирует месторождения. Например, в районе Кара-Богаз-Гола создают вторичные месторождения из межкристальной рапы, добываемой в скважинах. Рапу направляют на пониженные участки рельефа (озера), где в определенное время из нее выпадает сульфат натрия. Такие месторождения следует выделять в целевую серию техногенной системы. По мере развития науки и техники роль целевой серии, очевидно, возрастет. Человек сможет как бы «выращивать» месторождения, создавая искусственные барьеры, задерживающие и извлекающие из подземных вод ряд ценных компонентов, воздействия на естественную среду различными методами: химическими, физико-химическими, физическими, а также биологическими. К последним следует относить создание концентраций полезных компонентов с помощью живых организмов, например бактерий, растений и др.

РАЗДЕЛ II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Общие сведения

Из руд месторождений металлических полезных ископаемых извлекают различные металлы, обладающие многими ценными свойствами, определяющими области их применения. Важнейшие из них — ковкость, прочность, электропроводность, химическая стойкость, жаропрочность и др. Для получения веществ требуемого качества используют сплавы металлов, а у некоторых металлов — их свойства. Например, радиоактивность урана позволяет применять его как исключительно высококалорийное топливо; приятная окраска, повышенная химическая стойкость и легкость обработки — свойства золота. Многие металлы и их соединения в большом количестве используются отраслями народного хозяйства. Например, руды железа широко применяются в производстве минеральных красок, корректирующих добавок при производстве цемента, получении тяжелых суспензий и др.; соединения марганца — в медицинской промышленности, сельском хозяйстве (как добавки к удобрениям); руды хрома или их концентраты — при получении огнеупорных изделий, а также при производстве красок и химических препаратов; соединения кобальта — для производства красок и химических препаратов и стекольной отрасли промышленности и др. В некоторых случаях соединения того или иного металла используются чаще, чем собственно металл. Так, двуокись титана имеет большее применение, чем металлический титан. Ограниченно используются металлические натрий, калий, стронций, в то время как их соединения имеют большое значение. В связи с этим последние элементы рассматриваются в разделе неметаллических полезных ископаемых. Ведущие отрасли народного хозяйства, осуществляющие добычу и переработку руд металлов, — черная и цветная металлургия. В цветной металлургии кроме руд цветных металлов используются также благородные и многие виды редких и рассеянных элементов. При получении алюминия из нефелина производят попутно существенное количество цемента и некоторых других продуктов. Например, в Красноярском крае производство цемента предприятиями цветной металлургии превышает производство цемента предприятиями промышленности строительных материалов СССР. В черной металлургии производится добыча и перерабатываются не только руды черных металлов, но и ряд «припасов», необходимых для их переработки, — магнезита, огнеупорных глин, песчаников и кварцитов для производства огнеупоров (т. е. dinasового сырья) и т. д. На некоторых рудниках с комплексными рудами попутно получают продукцию, характерную для других

отраслей, например на Ковдорском железном руднике — апатитовый концентрат, на рудниках цветной металлургии — барит и соединения серы. Наоборот, на некоторых предприятиях других отраслей промышленности попутно получают сырье для извлечения металлов (например, нефелин на Хибинских апатитовых рудниках, который затем используется для производства алюминия). По мере развития техники и технологии повышается комплексное использование сырья, производство начинает работать без отходов. Примером могут служить медноколчеданные руды Урала, из которых получают до 17 отдельных видов продукции, включая медь, серу, цинк, свинец, ряд редких и рассеянных элементов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ И ЛЕГИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ

ЖЕЛЕЗО

Общие сведения

Среднее содержание железа в земной коре 4,2%. Железо образует свыше 450 минералов, но промышленное значение имеют немногие оксиды: гематит Fe_2O_3 , магнетит Fe_3O_4 , магномагнетит $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Fe}_2\text{O}_4$, ильменит FeTiO_3 , гидроксиды: гётит HFeO_2 , гидрогётит $\text{HFeO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гидрогематит $\text{FeO}_3 \cdot a\text{H}_2\text{O}$; карбонаты; сидерит FeCO_3 и силикаты: шамозит и тюрингит. Содержание железа в промышленных рудах различных минеральных типов изменяется от 15 до 70%. В магнетит-гематитовых рудах железа (в %) 50—65, в титаномангнетитовых 15—55, гидрогётитовых 35—45, в сидеритовых 30—35, в силикатных 20—40. Руды, содержащие более 45% железа, считаются богатыми, менее 45% — бедными. Бедные руды перед металлургической переработкой обогащаются (рудоразборка, промывка, магнитная и электромагнитная сепарация и др.). Вредные примеси в железных рудах — фосфор, сера, мышьяк, а также олово, цинк, свинец, медь. Допустимое максимальное содержание серы в рудах обычно 0,15—0,25%. Если железистые концентраты перед плавкой предварительно подвергают агломерации (спеканию), то содержание серы в них снижается до 3—4%, так как она выгорает. Допустимое содержание фосфора от 0,01 до 1,1% в зависимости от технологии переработки руд. Максимальное содержание мышьяка в рудах 0,02—0,05%, цинка и свинца не более чем по 0,05% каждого. Полезные примеси — легирующие металлы: никель, кобальт, марганец, титан, хром и ванадий. Железные руды — основа черной металлургии. Главные продукты металлургического производства — чугуны, сталь и железо — отличаются друг от друга содержанием углерода и различными технологическими свойствами. В чугунах углерода 1,7—4%, в сталях 0,2—1,7%, в обычном ковком железе — менее 0,2%. Около 85—90% чугуна является «передельным» и переплавляется в мартеновских печах или в конвертерах (бессемеровский и томасовский процессы) в сталь. При разработке технологического процесса

учитываются химический состав и физические свойства железных руд. При невысоком содержании фосфора (0,07—0,1%) чугуны перерабатываются в сталь в мартеновских печах или в бессемеровских конвертерах с кислой шамотной внутренней обкладкой (футеровкой). В мартеновских печах к чугуну добавляют высококачественные (так называемые мартеновские) руды с минимальным количеством вредных примесей. Переделный чугун с высоким содержанием фосфора перерабатывают в сталь с помощью томасовского процесса в конвертерах с основной футеровкой из молотого доломита или магнетита. Образующиеся при горении окислы серы и фосфора реагируют с известью и переходят в шлак (так называемый томасшлак), используемый в сельском хозяйстве в качестве удобрения.

Высокое содержание SiO_2 в железных рудах повышает температуру плавления, что увеличивает расход топлива. Повышенное содержание CaO и MgO , наоборот, снижает температуру плавления и делает процесс переработки руды более экономичным. Полезные примеси, имеющиеся в природных железных рудах, существенно улучшают качество готовых продуктов железа, уменьшая расход легирующих добавок при производстве специальных сталей. Специальные марки сталей на основе железа, марганца, хрома, никеля и других металлов характеризуются повышенной механической прочностью, вязкостью, кислотоупорностью, жаростойкостью, антикоррозионными свойствами. Месторождения железных руд широко распространены на земном шаре. Геологические запасы железистых кварцитов составляют ориентировочно 500 млрд. т, из них более половины приходится на СССР. Общие запасы железных руд в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах оцениваются по состоянию на 1975 г. в 243 млрд. т, из них на долю развивающихся стран приходится 138 млрд. т (57%). В Бразилии, Австралийском Союзе и Канаде сосредоточено 60% запасов железных руд. Первое место по добыче железных руд в капиталистических странах до 1974 г. занимали США; в 1974 г. впервые в истории железорудной промышленности на первое место вышла Австралия, второе место занимают США, третье — Бразилия, затем идут Франция и Канада. На долю этих стран в 1971—1975 гг. приходилось 60% всей добычи железных руд (без СССР). Значительна роль в мировой добыче Швеции, Индии, Либерии и др.

В промышленное освоение все больше вовлекаются руды с низким содержанием железа, в результате процессы обогащения совершенствуются. Рыхлые и мелкозернистые продукты обогащения перед плавкой нуждаются в окусковании. Большое внимание уделяется в настоящее время производству окатышей, позволяющих значительно увеличить производительность доменных печей.

Производство чугуна в 1975 г. в промышленно развитых капиталистических странах составило 287 млн. т, что ниже уровня предыдущих лет. В развивающихся странах — Индии, Бразилии, Мексике и др. — производство чугуна за тот же период возросло до 24 млн. т. Выплавка стали в развитых капиталистических странах достигала 388 млн. т, а в развивающихся — 31 млн. т.

По запасам железных руд Советский Союз занимает первое место в мире. К весьма крупным в СССР относятся месторождения, с запасами превышающими 1 млрд. т, к крупным — от 300 млн. до 1 млрд. т, к средним — от 50 до 300 млн. т, к мелким — менее 50 млн. т. Добыча (в млн. т) железной руды в СССР в 1979 г. составила 242. Цены на железорудное сырье в 1975 г. на мировом рынке следующие: 16—17 долл. за 1 т руды и до 30 долл. за 1 т окатышей.

Генетические типы промышленных месторождений

Железорудные месторождения встречаются практически во всех генетических группах. Главный промышленный тип как в СССР, так и за рубежом — метаморфогенные месторождения. Второе место по значимости в СССР занимают скарновые месторождения, третье — осадочные. Остальные генетические типы месторождений играют подчиненную роль в общей добыче железных руд.

Собственно магматические месторождения встречаются среди основных и ультраосновных изверженных пород (габбро-пироксенитов, габбро-амфиболитов и др.). Рудные тела представлены обычно крупными гнездами, линзо- и жиллообразными залежами титаномагнетитовых руд и титаномагнетит-ильменитовых руд. Содержание (в %) железа в рудах 50—55, титана 8—12, ванадия 0,5—1. Позднемагматические месторождения титаномагнетитовых руд расположены на Урале (Качканарское, Кусинское), в Горной Шории (Харловское) и др. За рубежом подобные месторождения известны в Швеции, где они связаны с сиенит-порфирами и кварцевыми порфирами (месторождения Кирунавара и др.).

Скарновые месторождения возникают на контакте карбонатных пород с гранитоидами, порфиритами и другими породами. Рудные тела скарновых месторождений представлены пластообразными залежами, линзами, гнездами и штоками сплошных и вкрапленных магнетитовых руд. Железа содержится 20—70%, серы до 3%. В рудах отмечается кобальт. Скарновые месторождения имеются на Урале (Магнитогорское и др.), в Кустанайской обл. (Сарбайское, Соколовское, Качарское). Закавказье (Дашкесанское), Хакасской авт. обл. (Абаканское) и др. Месторождения, связанные с траппами, расположены в южной части Сибирской платформы (Ангаро-Илимская группа и др.). Наиболее значительные месторождения приурочены к так называемым трубкам взрыва, выполненным брекчированными туфогенными породами. Руды сложены магномагнетитом, частично гематитом. За рубежом скарновые месторождения менее значительны (Банат в Румынии, Риф в Марокко, Маунт-Айрон в США и др.).

Гидротермальные месторождения железа относятся к среднетемпературным образованиям умеренных глубин. Залегают они в известково-доломитовых отложениях и представлены жилами и пластообразными телами замещения. Руды сложены сидеритом. На месторождениях развита зона окисления, представленная бурыми железняками. Они содержат от 40 до 60% железа и ничтожное количе-

ство серы и фосфора. Первичные сидеритовые руды более бедны железом, вместе с тем они легкоплавкие и хорошо обогащаются при обжиге. Основные месторождения этого класса — Бакальское на Южном Урале и Абаильское в Южном Казахстане; за рубежом — Бильбао (Испания), Эрцберг (Австрия), Кремиковцы (Болгария), Уэнза (Алжир) и др.

Осадочные месторождения железных руд широко распространены и имеют большое экономическое значение. Выделяются осадочные морские и континентальные месторождения. Ряд исследователей выделяют также группу вулканогенно-осадочных месторождений. Морские осадочные месторождения — объекты крупные, на их долю приходится 30% мировой добычи железных руд. Запасы этих месторождений исчисляются сотнями миллионов и миллиардами тонн. Месторождения приурочены к мелководным прибрежным участкам древних морских бассейнов верхнемелового, палеогенового и неогенового возраста. Выделяются пластовые тела гематитовых, гидрогетитовых и сидеритовых руд. Структура руд оолитовая. Железа содержится 20—50%. Для руд характерна постоянная примесь марганца, ванадия; фосфора в рудах 0,5—1,5%, серы 0,01—0,35%. Значительные месторождения в СССР — Керченское (Крым), Аятское (Кустанайская обл.), Нижне-Ангарское (Восточная Сибирь) и др.; за рубежом месторождения широко представлены в Лотарингском бассейне минетовых (мелкооолитовых) руд площадью 1100 км², расположенном на территории Франции, ФРГ, Бельгии и Люксембурга, а также в Австралии, Канаде и др. Континентальные осадочные месторождения озерного и болотного происхождения представлены большим числом мелких месторождений, особенно на Восточно-Европейской платформе. Руды сложены гидрогетитовыми жеодами и оолитами, обычно залегают среди глинисто-песчанистых осадков. Месторождения юрского возраста установлены в Тульской и Липецкой областях СССР. В северной части Восточно-Европейской платформы возраст руд четвертичный; их образование продолжается и в настоящее время. Открытие Лысаковского месторождения в Тургайском прогибе привлекло внимание геологов к сидерит-лептохлорит-гидрогетитовым месторождениям в древних речных отложениях. Месторождения связаны с русловыми, пойменными, часто эстуариевыми отложениями олигоценых древних рек Тургайского прогиба и Туранской плиты. Залежи оолитовых руд вытянуты на десятки километров вдоль русла палеорек. Минеральный состав представлен гидрогетитом, шамозитом, сидеритом, анкеритом, кальцитом, кварцем, а также сульфидами — пиритом, марказитом и глинистыми минералами. Кроме Тургайского прогиба месторождения подобного типа выявлены в Северном Приаралье (Кок-Булак, Кутан-Булак, Талды-Эспе и др.).

Примеры *осадочно-вулканогенных* месторождений немногочисленны. К числу промышленных могут быть отнесены Терсинская группа месторождений в Кузнецком Алатау и Каражальское месторождение в Центральном Казахстане. Возраст месторождений девонский или нижнекарбонный, располагаются они среди вулканитов, туфов,

туффитов, яшмовидных пород и яшм. В составе руд отмечаются гематит, а в качестве примесей — сера, барий и другие элементы. Считают, что источник железа для них — подводные вулканические извержения. За рубежом месторождения, относимые к типу осадочно-вулканогенных, известны в Канаде (Мачипикотен), ФРГ (Лан и Диль), Алжире (Гара Джебилет) и др.

Месторождения коры выветривания возникают при латеритном выветривании основных и ультраосновных пород (остаточные) и в результате выщелачивания железа грунтовыми водами из вмещающих пород, переноса его и переотложения в зоне восстановления (инфильтрационные). Крупные остаточные месторождения латеритной коры выветривания известны в экваториальных районах земного шара — на Кубе, в Гвинее, Индонезии, на Филиппинах и др. В СССР эти месторождения незначительны (Халиловский район Южного Урала). Инфильтрационные месторождения представлены малочисленными мелкими объектами на Среднем Урале (Алапаевское, Синоро-Каменское и др.). В составе руд преобладают гидрогетит и лимонит, присутствуют сферосидерит, гидроксиды марганца и др. Содержание железа 32—50%. Руды остаточной коры выветривания содержат оксиды никеля, кобальта, хрома и являются природно-легированными (крупные месторождения — Моа на Кубе, Калун в Гвинее).

Метаморфогенные месторождения представлены залежами железистых кварцитов и богатых магнетитовых руд, образовавшихся в коре выветривания железистых кварцитов. Месторождения залегают в метаморфизованных морских осадочных толщах докембрийских геосинклиналей, составляющих кристаллические щиты и складчатый фундамент древних платформ. Докембрийский комплекс сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, железистыми кварцитами и другими породами. По минеральному составу, степени метаморфизма и текстурным особенностям выделяют разновидности железистых кварцитов: джеспилиты, роговики и такониты. Джеспилиты — тонкополосчатая железисто-кремнистая порода, состоящая из чередующихся кварцевых и железорудных слоев. Железа содержится 35—45%. Железистые роговики отличаются от джеспилитов грубополосчатым строением, заметным увеличением безрудных силикатных прослоев. Железа содержится до 25%. Такониты — более метаморфизованные и более обедненные железом железистые роговики с включением видимых минеральных зерен. Главные минералы — кварц, магнетит, гематит, биотит, хлорит, иногда сидерит, щелочные амфиболы и пироксены. Железистые кварциты интенсивно обрабатываются в Криворожско-Кременчугском железорудном бассейне, на месторождениях КМА (Лебедянское, Стойленское, Михайловское и др.). Изучены месторождения железистых кварцитов, залегающих в метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах архейского и нижнепротерозойского возраста. Они представлены менее значительными месторождениями на Кольском полуострове (Оленегорское) и в Карелии (Костомукшское и др.), на Украине (Мариупольское), в Якутии (Чаро-Токкинское). Изучаются месторождения в районе

БАМа и др. Ценность месторождений железистых кварцитов повышается по мере изучения рассеянных редких элементов: кобальта, галлия, германия, иттрия, бора и др., выявленных в закарловых содержаниях. Огромные запасы железистых кварцитов сосредоточены в районе оз. Верхнего (США), в шт. Минас-Жерайс (Бразилия), а также в Либерии, Индии, Габоне, Австралии и др. Богатые магнетитовые, мартитовые и гематитовые руды (Fe 50—70%) образуют гнезда, штоки, столбо- и пластообразные залежи среди железистых кварцитов и кристаллических сланцев. В отношении генезиса месторождений железистых кварцитов и богатых руд, связанных с ними, единого мнения нет. Пока наиболее распространена гипотеза осадочно-метаморфогенного происхождения железистых кварцитов. Большинство исследователей богатые руды считают продуктами древнего выветривания железистых кварцитов. Некоторые исследователи связывают образование этих руд с гидротермальными процессами.

Описание месторождений

Качканарское месторождение (Гусевогорское и собственно Качканарское) находится на Урале. Площадь рудоносного Качканарского габбро-пироксенитового плутона 110 км², форма — лакколлит. Вмещающие породы — плагиоклазовые порфириды, эффузивные диабазы силурийского возраста, слюдяные и кремнистые сланцы ордовика. Пироксениты слагают почти половину площади плутона и представляют собой два массива: Гусевогорский и Качканарский (рис. 45). Форма рудных тел — пологие и наклонные протяженные залежи вкрапленных и полосчатых титаномагнетитовых руд. Внутри рудных зон выделяются обогащенные участки (Fe более 20%) и безрудные или слабооруденелые участки. Оруденение приурочено к пироксенитам, причем структуры и текстуры руд соответствуют структурам и текстурам вмещающих пород. В мелкозернистых пироксенитах отмечается мелкозакрапленное оруденение, в крупнозернистой породе наблюдаются крупные рудные вкрапления. Выделяются природные типы руд: крупно- (размер вкраплений 3 мм), средне- (1—3 мм), мелко- (0,2—1 мм), тонко- (0,05—0,2 мм) и дисперснозакрапленные (менее 0,05 мм). Основной рудный минерал — титаномагнетит. Редко встречаются ильменит, пирит, халькопирит, борнит, пирротин. Содержание Fe 14—34% (в среднем 15—18%), S 0,02%, P 0,05%. Руды комплексные, содержат железо, ванадий (0,05—0,31%) и титан (0,8—2%). Они легко обогащаются методом электромагнитной сепарации и при этом получают железо-ванадиевые концентраты, содержащие 50—58% Fe. При металлургической переработке концентратов кроме чугуна получают ванадий, путем извлечения его из конвертерных шлаков. По генезису месторождение позднемагматическое.

Кустанайская группа месторождений расположена в пределах Тургайского прогиба западнее и юго-западнее г. Кустаная. Главный железорудный пояс Тургая протягивается в меридиональном направлении более чем на 600 км при ширине 30—80 км. С запада и востока он ограничен глубинными разломами. Всего в Тургайском проги-

бе разведано около 70 месторождений, образующих несколько групп вблизи центров вулканической и интрузивной деятельности. Наиболее крупные магнетитовые месторождения Кустанайской группы — Сарбайское, Соколовское и Качарское.

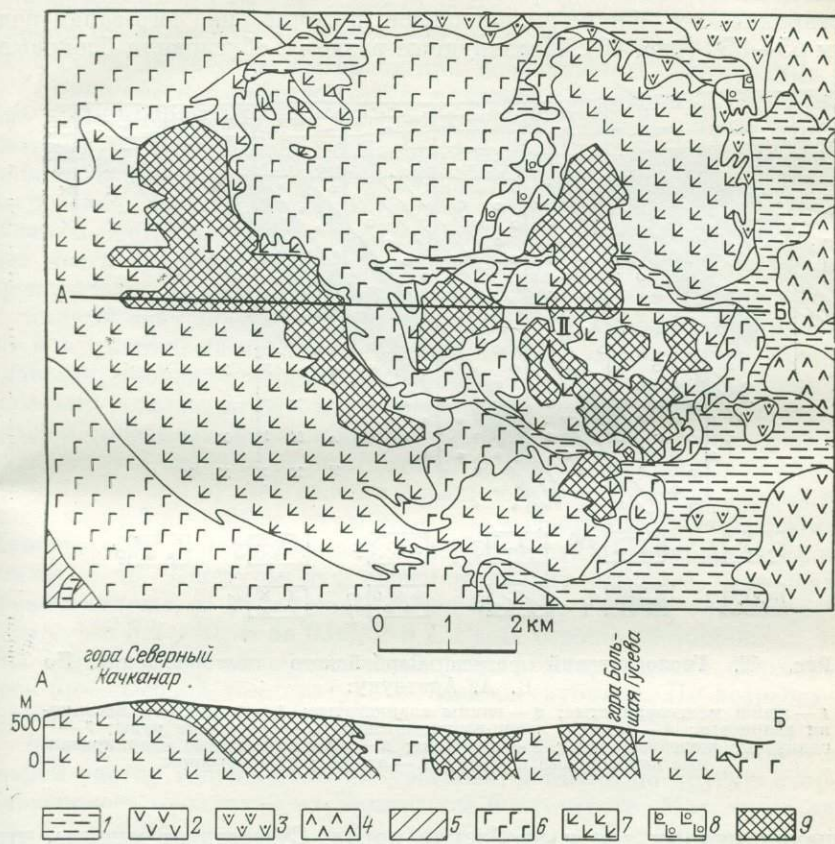


Рис. 45. Схема геологической карты и разреза Качканарского и Гусевгородского месторождений. По З. Рупасовой:

1 — современные аллювиальные отложения; 2—4 — эффузивы силурийского возраста; 2 — порфиры, 3 — амфиболиты плагиоклазовые, 4 — амфиболиты эпидиабазовые; 6 — альбит-хлоритовые, слюдяные и кремнистые сланцы ордовика; 6 — габбро; 7 — широксениты; 8 — горнблендиты; 9 — рудные залежи: I — Качканарское месторождение; II — восемь рудных залежей Гусевгородского месторождения

Сарбайское месторождение расположено в Зауральской степи у г. Рудного. Месторождение локализовано в экзоконтактной зоне диоритового интрузива. Рудные тела залегают среди метасоматически измененных вулканогенно-осадочных пород: андезитовых порфиров, туфов, туфолов базальтового состава, туффитов, известняков, песчаников и других пород нижне-, средне-верхнекарбонического возраста. Породы комплекса образуют Соколовско-Сарбайскую антиклиналь субмеридионального простирания. Рудные тела находятся в за-

падном крыле этой антиклинали. На площади месторождения развиты разновозрастные разрывные нарушения, по которым внедрялись дайки диорит-порфириров, кварцевых диорит-порфириров и гранит-порфириров. Месторождение состоит из трех пластообразных залежей, залегающих согласно с породами карбонатно-туффитовой толщи: простирание их близмеридиональное, падение на юго-запад под углом $45-65^\circ$ (рис. 46). Послерудные разломы обусловили блоковые

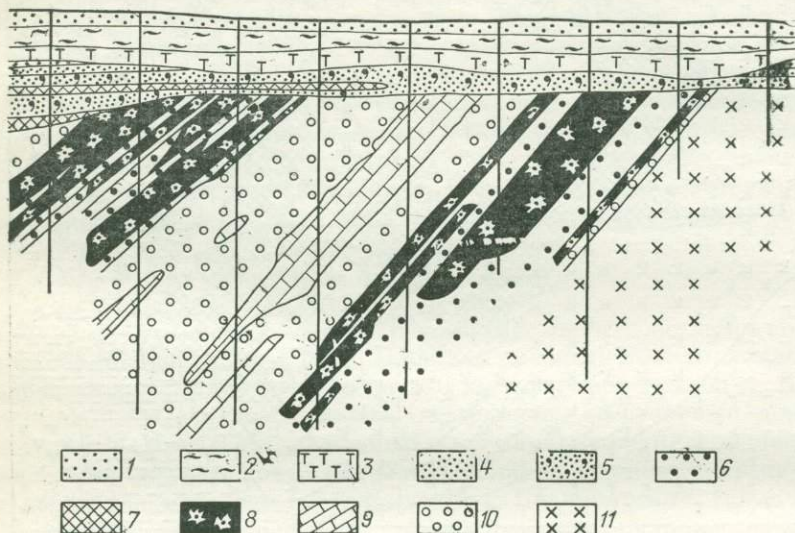


Рис. 46. Геологический разрез Сарбайского месторождения. По В. А. Адатчуку:

1 — пески мелкозернистые; 2 — глины сланцеватые; 3 — опоки; 4 — песчаники кварцевые; 5 — пески кварц-глюкониновые; 6 — скарновые руды; 7 — оолитовые железные руды; 8 — магнетит; 9 — ороговиканые скарнированные карбонатные породы; 10 — скарны; 11 — порфиры

смещения рудных тел и дробление пород. Существует мнение, что все залежи месторождения — части единого тела, разорванного послерудными нарушениями. Залежи прослежены по простиранию на $1500-2000$ м, по падению до $500-1000$ м. Они сложены сплошными магнетитовыми рудами, оруденелыми скарнами и роговиками, чередующимися с безрудными полосами этих пород. Руды сплошные массивные (Fe более 50%), в скарнах вкрапленные (Fe $20-50\%$). Окисленные маритовые руды составляют $0,9\%$ от общих запасов и залегают в верхних частях залежей. Кроме главного минерала — магнетита в сплошных рудах присутствуют пирит, халькопирит, гематит, пироксен, скаполит, гранат, антинолит, волластонит, эпидот, кальцит, кварц; встречаются сфалерит и галенит и др. Соответственно типам скарнов выделяются типы вкрапленных руд: пироксен-магнетитовые, гранат-магнетитовые, эпидот-антинолит-магнетитовые и др. Рудные скарны составляют 60% запасов месторождения. Для

Сарбайского месторождения характерна обильная сульфидная минерализация, с которой связано повышенное содержание в рудах серы, цинка и мышьяка (S до 4,05%, P 0,13%). Содержание полезных примесей — кобальта, никеля, меди — в рудах низкое, но возможна их концентрация в хвостах при обогащении. Повышенное содержание серы в магнетитовых концентратах не снижает их качества, так как сера почти полностью выгорает при последующей агломерации.

Коршуновское месторождение находится в районе г. Железногорска в Иркутской обл., на ж.-д. магистрали Тайшет—Лена. Это наиболее значительное месторождение Ангаро-Илимского железорудного района. В районе разведано несколько десятков месторождений: Коршуновское, Рудногорское, Тагарское, Нюрендинское и др. Коршуновское месторождение локализовано в отложениях чехла юго-западной части окраины Сибирской платформы. Месторождение сложено аргиллитами, известняками, мергелями, алевролитами, песчаниками и глинами свит верхнего кембрия и ордовика. Оруденение приурочено к вулканическому телу — трубке взрыва, заполненной брекчиевидными диоксид-гранатовыми скарнами. Морфология рудных тел сложная: линзы, штоко- и столбообразные тела, жилы и пластовые залежи сплошных, вкрапленных и брекчиевидных руд образуют единую рудную залежь, форма которой определяется трубкой взрыва. Длина основной рудной залежи 2 км и более, на глубину залежь прослежена до 500—700 м. Руды сложены в основном магнетитом. Присутствуют гематит, кальцит, хлорит, апатит, геденбергит, гранат, эпидот и др. Текстуры руд массивные, вкрапленные, полосчатые, брекчиевидные. В рудах содержится (в %): Fe 34,4 (от 15 до 63), оксида Mn 5,4—10, S до 0,03, P 0,2. Руды хорошо обогащаются. Месторождение разрабатывается карьером. Месторождение формировалось при высокой температуре на малых глубинах. По возрасту его относят к триасу — юре.

Керченский железорудный бассейн расположен в северной и восточной частях Керченского полуострова, а также по другую сторону Керченского пролива — на Таманском полуострове. Морские осадочные оолитовые железные руды приурочены к брахисинклинальным структурам — мульдам. Площадь мульд 0,5—27,7 км², длина отдельных мульд 6—20 км и более при ширине 1,5—4 км. Наиболее крупные мульды — Кыз-Аульская, Эльтиген-Ортельская, Камыш-Бурунская и др. (рис. 47). Рудный пласт представлен среднекиммерийскими отложениями верхнего плиоцена, подстилается известняками понтического яруса или глинами нижнекиммерийского яруса, а покрывается верхнекиммерийскими глинами. Глубина залегания рудного пласта меняется на разных участках мульд от 100 до 140—180 м, мощность в центральных частях месторождения 25—40 м, в краевых частях снижается до 0,5 м (рис. 48). Месторождение сложено оолитовыми рудами двух типов: зелеными «табачными» гидротит-сидерит-хлоритовыми и «коричневыми» гидротитовыми (окисленными) рудами. Цемент первичных руд глинистый, песчано-глинистый, хлорит-сидеритовый с включением сферолитов сидерита, родохрозита, фосфатов железа, глауконита, пирита и других минера-

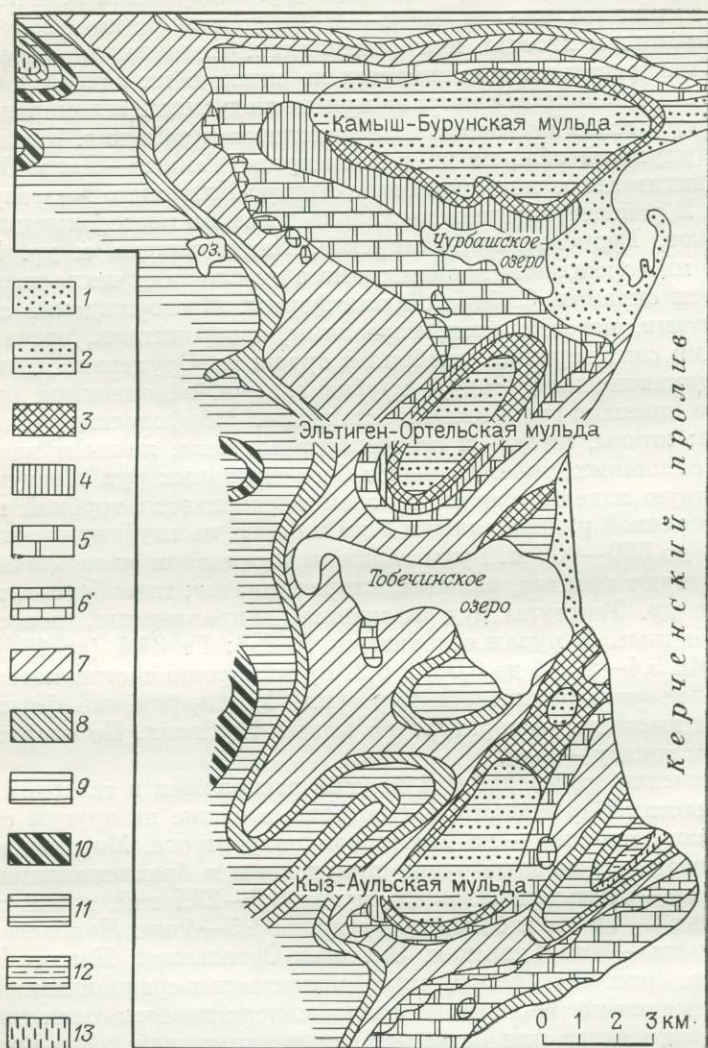


Рис. 47. Геологическая карта Керченского полуострова. По М. В. Муратову, Г. А. Лычагину и др.:

1 — пески (Q_1+Q_2); 2 — глины песчаные и пески (N_2); 3 — бурые железняки (N_2); 4 — ракушечниковые известняки (N_2); 5 — известняки детритусовые, глины (N_1); 6 — известняки мшанковые (N_1); 7 — глины трепеловидные; 8 — глины зеленовато-серые (N_1); 9 — глины оливково-зеленые (N_1); 10 — глины с прослоями мергелей (N_1); 11 — глины слоистые с прослоями строматолитовых известняков (N_1); 12 — глины с мергелями, известняки детритусовые (N_1); 13 — глины майкопские (N_1+Pg_2)

лов. В составе окисленных коричневых руд присутствуют псиломелан и пиролюзит. Эксплуатируются коричневые руды, содержащие 37,7% железа. Полезные примеси — марганец (3—4%) и ванадий (1,19%). Руды сильнофосфористые (до 1%), серы (пирит, барит) 0,01—0,07%, мышьяка 0,07—0,13%. Для вовлечения в разработку табачных руд необходимо совершенствовать методы обогащения. Месторождение морское осадочное, образовалось в мелководных лагунах.

Криворожский железорудный бассейн расположен на правобережье р. Днепра и вытянут полосой в северо-восточном направлении на 100 км. К северу он прослеживается через месторождения Кре-

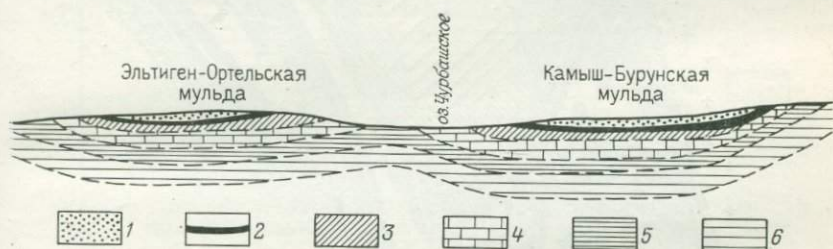


Рис. 48. Геологический разрез, проходящий через Эльтиген-Ортельскую и Камыш-Бурунскую муфты Керченского месторождения. По М. В. Муратову, Г. А. Лычагину и др.:

1 — надрудные и верхнекиммерийские отложения (глины и пески); 2 — рудные слои; 3 — нижнекиммерийские отложения (глины, ракушечники); 4 — понтический известняк-ракушечник; угли, пески; 5 — маетис (глины, мергели, пески); 6 — сармат

менчугской аномалии более чем на 100—120 км. Ширина полосы железистых руд в районе Кривого Рога 5—6 км. Криворожская железорудная толща сложена метаморфическими породами нижнепротерозойского возраста и подразделяется на три горизонта: нижний — аркозово-кварцитовый и филлитовый, подрудный мощностью 100—250 м; средний — рудоносный, представленный железистыми роговиками, джеспилитами и сланцами, мощностью до 1200 м; верхний — надрудный, сложенный песчаниками, углисто-графитовыми, серицитовыми и другими сланцами, мощностью более 2500 м. В среднем рудоносном горизонте выделены девять пластов железистых кварцитов. Геологическая структура Криворожского бассейна очень сложная (рис. 49). Криворожская серия образует синклиналии, состоящий из синклиналиальных и антиклиналиальных складок с падением крыльев под углами 45—80°. Складчатые структуры осложнены многочисленными сбросами, надвигами. В результате тектонических дислокаций обособились отдельные структуры — Ингулецкая (Южное рудное поле), Саксаганская (Главное рудное поле), Желтореченская (Северное рудное поле) и др.

Различаются магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые типы железистых кварцитов и их окисленные разновидности. Основное промышленное значение имеют магнетитовые и магнетит-гематитовые типы. Содержание железа в них 25—45%. В железистых рого-

виках железа до 25%. Запасы железистых кварцитов в Криворожском бассейне оцениваются в 18 млрд. т. Богатые руды Криворожского бассейна залегают среди железистых кварцитов в виде пластов, линзо- и столбообразных залежей, штоков и тел более сложной формы. Они приурочены к крыльям и шарнирным частям складок, зонам дробления и трещиноватости. Размеры рудных залежей по простиранию от 100—500 до 1000 м, прослеженная глубина от 600—800 до

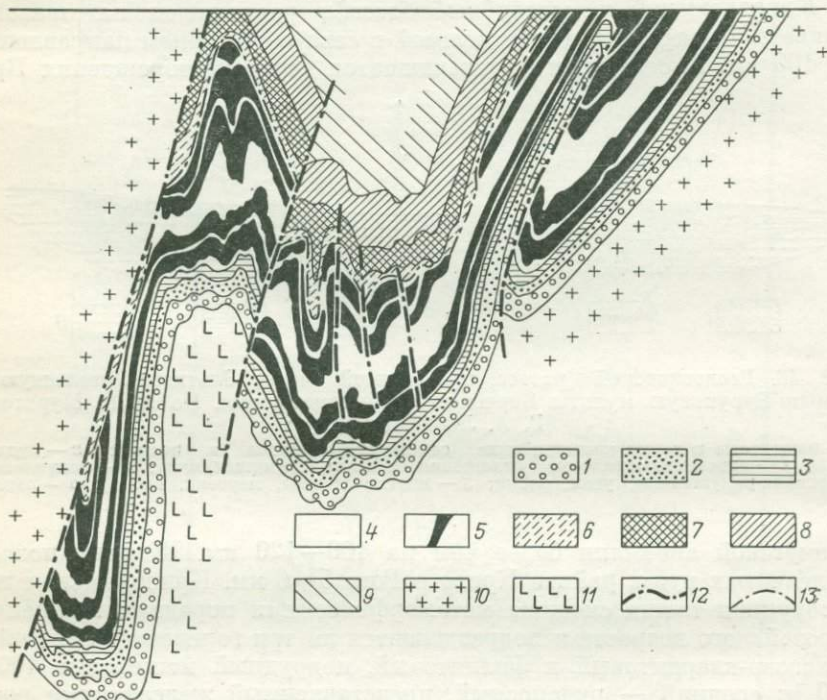


Рис. 49. Тектоническая схема Криворожского бассейна. По Я. Н. Белевцеву: 1 — арксы; 2 — филлиты; 3 — тальковые сланцы; 4 — сланцы железорудной формации; 5 — железистые горизонты; 6 — роговиково-песчаный горизонт; 7 — кварцсерицитовые сланцы; 8 — углисто-серицитовые сланцы; 9 — слюдиристо-биотитовые и другие сланцы; 10 — граниты и мигматиты; 11 — амфиболиты; 12—13 — тектонические нарушения

1400 м. Среди богатых руд выделяются типы: мартиновые и гематит-мартиновые («синька»), мартит-гематит-гидрогётитовые («краска» — «синька») и гематит-гидрогётитовые («краска»). Богатые железные руды бассейна характеризуются высоким содержанием железа (54—63,7%) и низким содержанием вредных примесей (S 0,04—0,15%, P 0,09—0,26%). В рудах содержится до 0,45% марганца, иногда присутствует ванадий. Запасы богатых руд бассейна составляют 1,5 млрд. т; добыча их производится подземным способом.

Курская магнитная аномалия (КМА) занимает площадь около 160 000 км² к северо-западу и юго-востоку от г. Курска. Общая про-

тяжесть полосы аномалий 850 км, ширина 40—100 км и более. Магнитные аномалии в районе КМА были открыты академиком П. Е. Иноходцевым еще в 1784 г., но планомерное изучение КМА было начато в 1919 г. по инициативе В. И. Ленина. По указанию В. И. Ленина были пробурены первые буровые скважины, вскрывшие на глубине железные руды. В результате геологоразведочных работ,

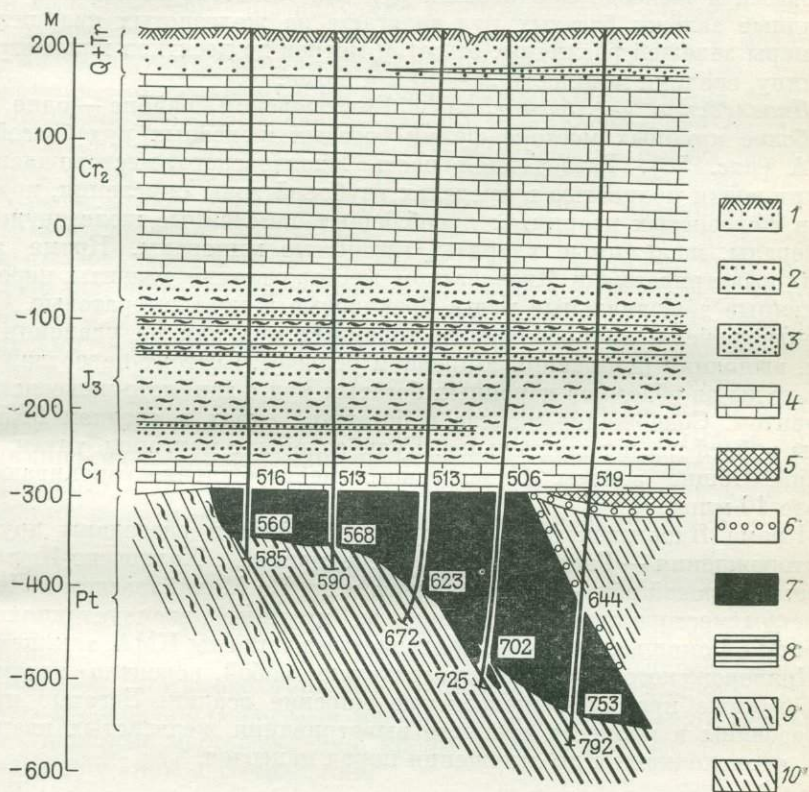


Рис. 50. Геологический разрез Яковлевского месторождения. По С. И. Чайкину:

1 — суглинок; 2 — пески, глины; 3 — песчаники; 4 — мел, мергели, известняки; 5 — руда переотложенная; 6 — бокситоподобная порода; 7 — богатая руда; 8 — железистые кварциты; 9 — кварц-слюдистые сланцы; 10 — гнейсы и мигматиты

интенсивно проводившихся на площади КМА с 1930 г., открыты огромные запасы железных руд. Железорудный бассейн КМА приурочен к Воронежскому выступу докембрийских кристаллических пород. Докембрийский комплекс сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, железистыми кварцитами, известняками и интрузивными породами архея и протерозоя. Рудоносная толща перекрыта палеозойскими и мезозойскими отложениями мощностью 35—350 м и более. В продуктивной толще выделяют три свиты: верхнюю —

сланцево-известковую, среднюю — железистых кварцитов и нижнюю — сланцево-гнейсовую с мигматитами.

Пласты железистых кварцитов смяты в крутые складки, осложненные разрывными нарушениями. Общая мощность толщи железистых кварцитов до 200 м. Железа содержится 26—46% (среднее 32%). Богатые руды КМА представлены мартитовыми, сидерит-мартитовыми и железно-слюдковыми рудами. Пластообразные или линзовидные залежи богатых руд залегают на железистых кварцитах. Размеры залежей различны: от сотен метров до десятков километров в длину, средняя мощность 25—50 м и более.

Яковлевское месторождение в Белгородском районе — одно из наиболее крупных месторождений богатых железных руд бассейна КМА (рис. 50). Разведанная часть Яковлевского месторождения лежит почти полностью в пределах глубокой зоны окисления, поэтому в железистых кварцитах преобладают окисленные железорудные минералы, железистые хлориты, глинистые минералы. Кроме руд коры выветривания в Яковлевском месторождении развиты переотложенные делювиальные руды, брекчиевые и конгломератовые. Они распространены на поверхности коренных руд или на удалении от них, выполняя понижения в древнем рельефе. Состоят переотложенные руды из обломков коренных богатых руд с глинисто-железистым цементом. Содержание железа в богатых рудах в среднем 60,5%, серы и фосфора незначительное. Руды содержат марганец, титан, ванадий. Общие запасы Яковлевского месторождения оцениваются около 10 млрд. т.

Кроме Яковлевского в Белгородской области разведаны другие месторождения — Гостищевское, Лебедянское, Хохловско-Игуменское; в Курской обл. — Михайловское и др. На Михайловском и Лебедянском месторождениях развернуты крупные эксплуатационные работы с помощью карьеров. Железистые кварциты КМА, так же как и Криворожского бассейна, представляют собой, вероятно, метаморфизованные кремнисто-железистые морские осадки. Богатые руды образованы в процессе древнего выветривания железистых кварцитов, происходившем до отложения пород палеозоя.

МАРГАНЕЦ

Общие сведения

Кларк марганца 0,1%. Промышленными являются оксиды и гидроксиды: пиролюзит MnO_2 , браунит — Mn_2O_3 , гаусманит — Mn_3O_4 , манганит — $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$, вернадит — $MnO_2 \cdot nH_2O$, псиломелан — $mMnO_2 \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$; карбонаты; родохрозит — $MnCO_3$, манганокальцит — $(Mn, Ca)CO_3$. В промышленных рудах Mn 35—40%. В металлургических рудах должно быть Mn не менее 40%, P (вредная примесь) не более 0,2%, SiO_2 не выше 15%. В легкообогатимых рудах содержание марганца может быть ниже — до 12—25%. Полезные примеси в рудах — легирующие металлы (никель, кобальт, ванадий, молибден, вольфрам и др.), присутствующие обычно в незначительных количествах. В общей добыче марганцевых руд на долю метал-

лургических приходится более 90%. В черной металлургии марганец используется в виде ферромарганца. На каждую тонну рядовой стали расходуется до 6 кг ферромарганца, еще больше его добавляют при выплавке специальных сортов сталей. Марганцовистые стали применяются для производства высокопрочного оборудования: вагонных колес, гусеничных передач, дробилок и др. В цветной металлургии на основе марганца получают ценные сплавы — бронзы, латуни, характеризующиеся повышенными антикоррозионными и механическими свойствами. Марганец используется в производстве стекла, керамики, минеральных красителей, двуоксида марганца и других химических продуктов. Общие запасы марганцевых руд составляют (без СССР) 3746 млн. т, из них 76% заключено в недрах развивающихся стран (Индии, Габоне и др.). Крупными запасами марганца располагают ЮАР и Австралия. Добыча марганцевых руд в 1975 г. составила 15 089 тыс. т (без СССР). Она достигает значительных размеров в ЮАР, Бразилии, Габоне, в Индии, Гане, Запре, Австралии, Марокко. Потребление марганца в 1975 г. около 12 млн. т (без СССР). В СССР к весьма крупным относятся месторождения с запасами (в млн. т) свыше 150, к крупным — от 75 до 150, средним — от 25 до 75, к мелким — менее 25. Запасы железо-марганцевых конкреций на дне океанов оцениваются примерно в 1,7 млрд. т. В отдельных странах проводится их добыча с глубин 3—7 тыс. м. Кроме марганца из конкреций получают никель, медь, кобальт. Цены на марганец в 1975 г. на мировом рынке в среднем достигали 66 долл. за тонну руды и 380—410 долл. за тонну ферромарганца.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения марганца встречаются практически во всех генетических типах: осадочном, скарновом, коры выветривания, гидротермальном, метаморфогенном. Промышленное значение в СССР имеют в основном осадочные месторождения. За рубежом основные промышленные месторождения, кроме осадочных, — остаточные месторождения коры выветривания.

Осадочные месторождения марганцевых руд образуются в мелководных зонах морских бассейнов. В зависимости от изменения окислительно-восстановительного режима среды по мере углубления бассейна происходят фациальные изменения в составе марганценосных осадков: вблизи береговой линии образуются пиролюзит-псиломелановые богатые руды, представленные соединениями четырехвалентного марганца. Дальше от берега они сменяются фацией манганитовых руд, в которых наряду с четырехвалентным марганцем присутствует и двухвалентный, что свидетельствует об образовании марганцевых осадков в условиях неполного доступа кислорода. В глубоководных участках морского дна фация манганитовых руд сменяется фацией карбонатных руд, где марганец представлен двухвалентной формой (рис. 51). В марганценосных осадках увеличивается содержание кальция, фосфора и серы, присутствующей в виде мелкой: вкрапленности пирита и марказита. Парagenезис карбонатов марган-

ца с вкрапленными сульфидами свидетельствует о том, что эти руды возникли в условиях разложения органического материала при недостатке кислорода. По мнению большинства исследователей, осадочные марганцевые руды образуются за счет привноса с суши солей марганца, их осаждения и дальнейшего диагенеза марганценового осадка. Среди осадочных месторождений марганца наиболее богата кварц-глауконитовая песчано-глинистая формация. Масштабы рудопосности ее огромны. В СССР к ней относятся пластовые месторождения олигоценного возраста: Никопольское и Больше-Токмакское на Украине, Чиатурское в Грузии, Мангышлакское в Казахстане и др. За рубежом известны крупные месторождения в Габоне, ЮАР и др. Рудоносные горизонты месторождений представлены конкрециями, линзами и стяжениями марганца с глинисто-алевритовым и песчаным материалом. Они хорошо прослеживаются на больших пространствах в качестве маркирующего горизонта определенного стратиграфического положения.

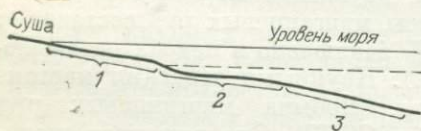


Рис. 51. Схема расположения фаций марганцевых руд в зависимости от погружения дна морского бассейна. По А. Г. Бетехтину:

1 — фация псиломелан-пиролозитовых руд в зоне кислородного насыщения; 2 — фация магматитовых руд; 3 — фация карбонатных руд. Пунктир — нижняя граница насыщения кислородом верхней части бассейна

Руды обычно первичноокисидные — пиролозит-псиломелановые и манганитовые и карбонатные. Карбонатная марганцерудная формация представлена манганокальцитовыми и родохрозитовыми рудами в известняках и доломитах. Примером могут служить месторождения Усинское в Сибири, Улутелякское на Урале и др. Промышленное значение обычно имеют окисленные карбонатные руды, содержащие Мп 30—40%.

Вулканогенно-осадочная формация выражена кремнисто-глинистыми сланцами, яшмовидными породами, туффитами и туфами среди эффузивных пород. Рудные тела линзообразной формы быстро выклиниваются. Руды сложены карбонатами марганца и железа; встречаются оксидные руды и силикатные. Содержание (в %) марганца в бедных карбонатных и силикатных рудах 15—25, в богатых, браунитовых до 65; содержание (в %) железа в рудах 5—6, P_2O_5 0,04. В СССР промышленное значение имеют вулканогенно-осадочные месторождения Центрального Казахстана, в частности Каражальское комплексное железо-марганцевое месторождение. К этому типу относят также месторождения Примагнитогорской группы на Урале и др. Предполагается, что источником марганца служили вулканогенные газы и растворы. Большую роль в формировании руд играл региональный и контактовый метаморфизм.

Континентальные осадочные месторождения представлены озерными и болотными скоплениями конкреций гидроксидов марганца. Промышленное значение их, как правило, невелико. Тем не менее известны значительные залежи конкреционных руд на дне озер: в бухте Грин-Бей (оз. Мичиган, США) залежь занимает площадь 460—

510 км². Марганца в песчаном пласте мощностью до 30 см содержится 40—60 тыс. т на 1 км².

Месторождения выветривания по условиям образования подразделяются на остаточные (марганцевые шляпы) и инфильтрационные. Марганцевые шляпы сложены в основном гидроксидами марганца — псиломеланом и вернадитом, образовавшимися в результате разложения карбонатов и силикатов марганца в зоне окисления осадочных, метаморфогенных и других месторождений. Процесс окисления интенсивно происходит в условиях теплого влажного климата. Промышленное значение марганцевых шляп зависит от мощности зоны окисления. Месторождения выветривания широко распространены в Индии, Африке (Габон, Гана, ЮАР, Марокко), Бразилии и др.

Инфильтрационные месторождения образуются при выветривании различных горных пород, содержащих марганец. Представлены они гнездами, почками, линзами марганцевых руд в почве элювия. Часто они залегают в воронках и карстовых карманах карбонатных пород вместе с бурыми железняками. В. И. Вернадский отводил большую роль в процессах выветривания и накопления марганца микроорганизмам (манганобактериям и др.). Месторождения незначительны по размерам и значению. В СССР они известны на Урале, в Казахстане; за рубежом — в Индии, Бразилии, Австрии и др.

Скарновые и гидротермальные месторождения промышленной ценности не представляют. Скарновые месторождения образуются в зоне контакта марганценосных известняков, доломитов и других карбонатных пород с интрузиями основного, среднего и реже кислого состава. Форма рудных залежей — штоки, линзы, гнезда. Минеральный состав рудных тел представлен марганцевыми гранатами, пироксенами, магнетитом, браунитом, родонитом. Присутствуют сульфиды меди и цинка. Содержание марганца в рудах в среднем 15—25%. В СССР такие месторождения известны в Забайкалье (Икат-Гаргинское), на Урале (Липовая Гора и др.), за рубежом — в США (Франклин), Швеции (Лонгбан) и др.

Гидротермальные месторождения средне- и низкотемпературные, жильные и пластообразные, пространственно и генетически связаны с гранитоидами и эффузивами. Руды сложены кварцем, баритом и крупнокристаллическими выделениями пирролюзита, браунита, гаусманита, родохрозита. Гидротермальные месторождения марганца известны в Грузии (Цедисское, Кодманское и др.), на Урале (Тагил-Кушвинский район), за рубежом — в США, Турции, Болгарии, Мексике, на Кубе и др.

Метаморфогенные месторождения возникают в результате воздействия регионального и контактового метаморфизма на первичноосадочные и вулканогенно-осадочные месторождения марганца. Породы и руды при этом претерпевают существенные изменения: за счет гидроксидов марганца формируются безводные минералы — браунит, гаусманит; гидроксиды железа переходят в гематит, магнетит; за счет опала образуются халцедон и кварц. Более интенсивный региональный метаморфизм приводит в дальнейшем к возникновению силика-

тов марганца — родонита, бустамита, марганцовистых гранатов, оливина, эпидота и др. По степени метаморфизма среди метаморфогенных месторождений выделяют браунит-гаусманитовую и марганец-силикатную формации. Первая представлена богатыми рудами (Mn 30—55%) — Джездинское в Казахстане, многочисленные месторождения Индии), вторая — бедными родонитовыми рудами (Mn до 21%), причем практическое значение имеют марганцевые шляпы этих месторождений (месторождения Индии, Бразилии; в СССР на Урале — Кусимовское и др.).

Описание месторождений

Чиатурское месторождение осадочных руд марганца находится в районе г. Чиатура Грузинской ССР. Район месторождения представляет собой высокое плоскогорье, расчлененное р. Квирилой и ее при-



Рис. 52. Геологический разрез Чиатурского месторождения. По А. Г. Бетехтину: 1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — верхнемеловые известняки; 3 — рудоносный горизонт; 4 — песчаники олигоцена; 5 — чокракские пески и глины; 6 — порфириты байоса; 7 — сброс

токами на ряд нагорий. Марганценоносный горизонт мощностью до 14 м залегает почти горизонтально высоко над уровнем р. Квирилы в основании олигоценых кремнистых пород. Его трансгрессивно перекрывают отложения миоцена — чокракские пески, глины и известняки (рис. 52). В составе рудоносного горизонта насчитывают от 3 до 25 прослоев оолитовых руд, разделенных безрудными прослоями. Мощность рудных прослоев 10—50 см, безрудных — до 1 м, они прослеживаются по простиранию до 200 м и более. В рудном горизонте выделяются две части: нижняя, заключающая основную массу промышленных руд, и верхняя, относительно обедненная. Между ними располагается железистый прослой, представленный гидроксидами железа, глаукозитом и хлоритовыми минералами. На месторождении установлены следующие типы руд: первичноокисленные пирозит-псиломелановые (черная бельта), манганитовые (бурая бельта) и карбонатные руды. По текстуре они подразделяются на вкрапленные оолитовые и сплошные крепкие руды (пласт). Во вкрапленных рудах Mn до 35%, в сплошных 45—58%. На месторождении преобладают оолитовые руды. Размер оолитов от 1—2 до 5—8 мм, редко до 15—20 мм. Руды с твердыми оолитами хорошо обога-

щаются путем промывки и отсадки; руды с мягкими оолитами обогащаются плохо и дают большие потери. К ним относятся руды бурая бельта (манганитовые) и черная бельта (широлюзитовые), которые используют обычно в сыром виде без обогащения. Руды типа черной бельты с высоким содержанием двуоксида марганца применяются в химической промышленности. Хорошо обогащающиеся оолитовые руды должны содержать Mn 17%. Карбонатные руды по цвету трудно отличимы от известняков; строение их мелкозернистое массивное или вкрапленное оолитовое; кроме карбонатов марганца (родохрозит, манганокальцит) они содержат кальцит, опал, реже барит, гипс и иногда марказит, пирит. В карбонатных рудах Mn от 10—20 до 30% (кондиционным считается 18%). Карбонатные руды составляют 40% балансовых запасов месторождения. Окисленные руды образовались за счет карбонатных руд при выходе их на дневную поверхность. Руды пористые, красно-коричневые, сложены минералом вернадитом с примесью гидроксидов железа, опала, кварца и др. В рудах Mn до 30%, SiO₂ 8—25%, содержание фосфора повышенное. Они не обогащаются и используются в сыром виде для подшихтовки при выплавке чугуна. Метаморфизованные руды на месторождении существенного значения не имеют. Они залегают на контакте марганценосного горизонта с базальтами. За счет первичных оксидов марганца в результате метаморфизма в рудах образовались браунит и гаусманит. Вопрос об источниках поступления марганца в морской бассейн остается дискуссионным. А. Г. Бетехтин предполагал, что марганец выносился из коры выветривания Дзиркульского гранитного массива, расположенного вблизи месторождения. Одним из доказательств этого является присутствие в марганценосном горизонте среди классического материала минералов, характерных для пород Дзиркульского интрузива: микроклина, плагиоклазов, кварца, турмалина и др. Сохранившиеся остатки флоры и фауны служат подтверждением тому, что климат олигоцена был жаркий. Микроскопическим изучением руд установлено, что оолитам свойственны признаки колломорфных образований.

Никопольское и Больше-Токмакское месторождение. Никопольский марганцерудный бассейн составляет основную часть известного Южно-Украинского олигоценового бассейна, протягивающегося широкой полосой вдоль южного склона Украинского кристаллического щита и на его продолжении — западном склоне Азовского массива. Никопольское месторождение расположено севернее г. Никополя на правом берегу р. Днепра. Продолжением его на левобережье р. Днепра является Больше-Токмакское месторождение. Рудные пласты залегают почти горизонтально на размытой поверхности докембрийских гранитов и гнейсов, на каолинизированной коре их выветривания или на песчано-глинистых отложениях олигоцена. Сверху рудные пласты перекрываются олигоценовыми глинами, на которых трансгрессивно залегают пески и глины миоцена, известняки, мергели плиоцена и четвертичные суглинки (рис. 53). Глубина залегания рудных пластов изменяется от 15—20 до 75—80 м. Мощность пластов в среднем от 2—4 до 6 м. На периферии рудного поля пласты

выклиниваются, обедняются рудным веществом и постепенно переходят в безрудные плотные глины. Среди руд выделяются конкреционные (пизолитовые), кусковатые, сплошные и землистые разновидности. Окисные (пирролюзитовые и манганиновые) руды в среднем содержат (в %): Mn 35, Fe 2—3, SiO₂ около 30, P 0,15—0,32. Состав (в %) карбонатных руд (манганокальцитовых и кальций-родохрозитовых) следующий: Mn 23, CaO 3—12, SiO₂ 10—50, P 0,18. Окисные руды легко обогащаются гравитационным способом. Генезис руд осадочный.

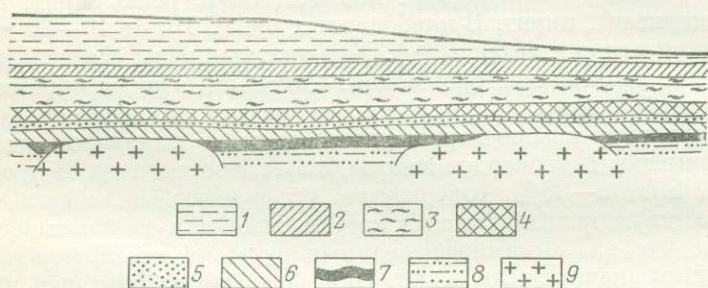


Рис. 53. Геологический разрез Никольского месторождения. По Д. И. Покровскому:

1 — лёсс, глины, песок (Q); 2 — глина серо-зеленая, известняк (N₂); 3 — глина серо-белая (N₁); 4 — глина черная; 5 — песок зеленый (Pg₃); 6 — глина зеленая; 7 — марганцевая руда; 8 — каолин; 9 — кристаллические породы докембрия

ХРОМ

Общие сведения

Кларк хрома 0,0083%. Обогащены хромом ультрамафиты (0,2%), особенно дуниты и перидотиты. В редких случаях устанавливаются повышенные содержания хрома в осадочных комплексах, где он представлен минералом волконскоитом, используемым в качестве естественной зеленой краски. Месторождения волконскоита известны в Пермской обл. (Лапшинское и др.). Единственный минерал хрома, из которого извлекается этот элемент, — хромит. Наиболее распространенные разновидности хромита (хромшпинелида) следующие (цифры в скобках — содержание Cr₂O₃ в %): магнохромит — (Mg, Fe)Cr₂O₄ (50—65); хромпикотит — (Mg, Fe)(Cr, Al)₂O₄ (35—55), алюмохромит — (Fe, Mg)(Cr, Al)₂O₄ (35—50). Хромитовые руды нередко сопровождают хромосодержащие хлориты — кеммерерит и кучебейт, а также хромдиопсид и хромактинолит.

В процессе гидротермального изменения хромосодержащих ультрамафитов образуются месторождения поделочного камня — листовников, декоративную травянисто-зеленую окраску которым придает хромосодержащий серицит — фуксит.

Среди руд хрома выделяются богатые (Cr_2O_3 37—47%) и бедные (Cr_2O_3 от 12% и выше). Бедные руды обогащают, в результате получают хромитовый концентрат.

Свыше 50% хромита используется в металлургии. Эта отрасль потребляет преимущественно высококачественные руды хрома и их концентраты, в которых отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 2,5 : 3$. Лучше всего отвечает требованиям металлургии магнхромит. В процессе переработки руд в металлургической промышленности получают феррохром (Cr 65—70%). Добавка феррохрома к сталям делает их более вязкими, повышает твердость и устойчивость против коррозии. В среднем на каждую тонну стали расходуют в качестве легирующей добавки 2—3 кг феррохрома. Покрытие металлических изделий тонким слоем хрома (хромирование) широко используется в борьбе с коррозией. Получают различные ценные сплавы хрома с вольфрамом, никелем, кобальтом, молибденом, алюминием и другими металлами. Хромитовые руды в большом количестве используются в производстве огнеупоров (примерно 30—40% добычи хромитовых руд). В рудах, потребляемых в производстве огнеупоров, или в их концентратах отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ может быть ниже 2. Для производства огнеупоров широко применяются богатые алюминием хромиты. В большом объеме получают хром-магнетитовые и магнезиохромитовые огнеупоры. Они отличаются высокой огнеупорностью и достаточной прочностью и используются для обкладки (футеровки) в мартеновских печах и в печах для выплавки цветных металлов. Заметное количество хромитов (около 10%) потребляется химической промышленностью, в том числе для производства красок и дубителей кож.

Главные производители хрома — СССР, ЮАР, Зимбабве, Турция, Индия, Филиппины. Разработка хромитовых руд ведется также в Иране, на Кубе, в Демократической Республике Мадагаскар, в Бразилии, на Кипре, в Пакистане, Греции и др. СССР принадлежит к числу ведущих стран по запасам хрома. В промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах ежегодно добывают 4,5 млн. т хромита. К весьма крупным относят месторождения с запасами (в млн. т) хромита свыше 25, к крупным — 5—25, к средним — 1—5, к мелким — менее 1.

Стоимость хромита на мировом рынке 20—40 долл. за тонну.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений хрома выделяются следующие генетические типы: 1) магматические, 2) россыпные. Магматические месторождения связаны с комплексами ультрамафитов и мафитов. Выделяют два типа магматических месторождений хрома: ранне- и позднемагматические.

К *раннемагматическим* месторождениям относят месторождения Бушвельдского массива в ЮАР, Великой Дайки в Зимбабве, Сарановское в СССР, Стиллоутер в США и др. Эти месторождения приурочены к дифференцированным комплексам мафитов и ультрама-

фитов, с которыми связано примерно 95% запасов хромитов развитых капиталистических и развивающихся стран и 5% запасов в СССР. В Бушвельдском комплексе учтено свыше 1 млрд. т хромитов, а в Великой Дайке свыше 0,5 млрд. т. Форма хромитовых залежей в этом типе месторождений пластообразная, их относят к стратиформным. Комплексы интрузивных пород связывают с основной магмой, приурочены они к платформенным областям. Хромитовые руды залегают среди ультрамафитов, анортозитов, редко среди норитов. Пласты хромитов в большинстве случаев приурочены к контактам разных по составу пород и являются составной частью ритмов типа дунит-хромитит-бронзитит, бронзитит-хромитит-анортозит-норит, гарцбургит-хромитит-ортопироксенит-вебстерит и т. п. Для этих месторождений характерна небольшая мощность хромититов (0,3—3 м, реже до 3,6 м и, как исключение, до 12 м), но большая протяженность (десятки километров). Нижний контакт хромититов обычно резкий, верхний — постепенный. В низу пластов — массивные руды, вверху — густовкрапленные. Число пластов хромититов различно, в Бушвельде 27, Стиллутере 13, комплексе Хартли Великой Дайки 12. Кроме хромита в состав руд входят оливин, ортопироксен, плагиоклаз, иногда сульфиды, минералы платиноидов — в основном палладия и платины. Встречаются также минералы меди, никеля, золота. Для хромитов характерна повышенная железистость ($Cr_2O_3:FeO$ 0,8—28) и повышенное количество TiO_2 (0,4—1,6%) и MnO (0,2—0,9%). Иногда (например, на Сарановском месторождении) железистость ниже, чем на других месторождениях этого типа. Степень окисления железа в хромитах высока (около 30%). В более кислых разностях пород хромиты богаче железом и алюминием, в ультрамафитах — хромом и магнием.

Формирование комплексов тесно связано с магматической дифференциацией. В частности, хромитовые пласты возникали при более раннем выделении хромитов из порции расплавов и их осаждении в расплаве благодаря повышенной плотности.

Позднемагматические месторождения хромитов приурочены к ультрамафитам. Примеры — месторождения Кемпирсайское в СССР, Гулеман в Турции, Каледония на Кубе. Хромитоносные массивы ультрамафитов слагаются в основном гарцбургитами и дунитами. Дуниты обычно формируют зоны вокруг рудных тел хромититов. Рудные тела этих месторождений представлены в основном линзами и жилами, реже столбообразными телами и гнездами. Нередко рудные тела формируют зоны. Мощность тел обычно первые метры, реже — десятки метров и, как исключение, 230 м. Протяженность рудных тел — от метров до десятков и сотен метров. Длина рудоносных зон может достигать первых километров, при мощности десятки и сотни метров. Руды представлены как массивными сплошными разностями, так и вкрапленными (густо-, средне- и убоговкрапленные разности). Хромит представлен высокохромистой разностью и богатым глиноземом хромпикотитом. Обычно с увеличением содержания хрома в рудах растет содержание в них хрома и магния. В состав хромитовых руд входят серпентин, оливин, орто- и клинопироксены, хромсо-

держачие хлориты и другие минералы. Встречаются минералы платиноидов — осмия, придия, рутения, платины, родия, палладия. Хромитоносные ультрамафиты рассматриваемого типа расположены в геосинклинальных (складчатых) областях различного возраста, в том числе и древних (Селюкве в Зимбабве). В СССР с этим типом месторождений связаны основные запасы хромитов.

На генезис хромитов этого типа существуют различные взгляды. Одни геологи рассматривают их как позднемагматические (Г. А. Соколов, Н. В. Павлов), другие относят к метасоматическим гидротермальным или даже метаморфогенным образованиям. Гидротермально-метасоматическая гипотеза обосновывается явно метасоматическим происхождением окружающих хромитовые тела дунитов, которые связываются таким образом единством происхождения (А. С. Варлаков). С. В. Москалева считала, что хромиты возникали в подкоровых условиях при экстракции хрома из перидотитов при их замещении дунитами. И. Ф. Романович предполагает, что в генезисе хромитов могла сыграть роль термодиффузия, приведшая к дифференциации веществ. Существуют и взгляды на генезис хромитов этой формации как ликвационный. Общее всех современных представлений о генезисе — хромитовые тела сформировались позднее вмещающих их ультрамафитов (исключая дунитовую оторочку).

Среди *россыпных месторождений* хромитов выделяют элювиально-делювиальные, прибрежно-морские и аллювиальные. Элювиально-делювиальные россыпи тесно связаны с коренными залежами. Они известны в районе Великой Дайки Зимбабве, на Кубе (Камагуэй), Филиппинах и в других местах. В общем значение их невелико, но в районе Великой Дайки делювиальные хромиты занимают площадь 518 км² и запасы их 60 млн. т. Этот тип россыпей представлен обломками плотных хромитовых руд и рассеянными кристаллами хромита в рыхлой лимонитовой массе. Наблюдаются также обломки вмещающих пород и продуктов их химического разрушения.

Прибрежно-морские россыпи находятся на большем удалении от коренных источников и образованы хромитоносными песками. Такие пески известны на Тихоокеанском побережье США (шт. Орегон), в Албании, Турции и в СССР (о. Сахалин и Камчатка). На месторождениях США протяженность залежей 1,5 км при ширине 300—400 м и мощности 0,3—12 м. Содержание в них хромита 16—53%. Залежи расположены в пределах как современного пляжа, так и в пределах морских террас. Вблизи залежей находятся серпентинизированные ультрамафитовые массивы. Хромитоносные пески восточного побережья северной части о. Сахалин расположены вблизи массива ультрамафитов. Они развиты в надводной и подводной частях прибрежной зоны. Длина более богатой залежи 1,5 км, а убогой более чем 10 км. В убогой залежи хромита содержится до первых процентов, причем преобладает хромит сильножелезистый (Fe_2O_3 41—44%). В районе Камчатки известны как прибрежно-морские, так и аллювиальные россыпи. Значение россыпей хромита невелико.

Описание месторождений

Бушвельдское месторождение находится на северо-востоке ЮАР и связано с огромным лополитом, длина которого с запада на восток 450 км, а ширина 250 км. Лополит сложен производными основной магмы и состоит из зон норитов, габбро, анортзитов, пироксенита, перидотитов, диоритов, душитов, гранитов и др. Граниты прорывают основные породы и располагаются также в верхней части лополита. Массив относится к стратифицированным интрузивам.

В пределах массива выделяют ряд зон общей мощностью свыше 8 км. Наиболее расслоена так называемая «критическая» зона мощностью 1 км, расположенная между Базальной (до 1,5 км) и Главной зонами (3—5 км). Хромитовые залежи встречаются в верхах Базальной зоны, но наиболее крупные из них приурочены к Критической, которая начинается с пласта хромитов Стилпоорт и заканчивается особым горизонтом, названным рифом Меренского.

Пласты различных пород падают внутрь массива в основном под углами 10—15°; в зоне боковых контактов углы падения увеличиваются до 30°. Вмещают лополит породы Трансваальской системы, представленные кварцитами, глинистыми сланцами, доломитами, лептитами, андезитами, туфами и другими, осадочными метаморфизованными, эффузивными и эффузивно-осадочными породами, интрузивными породами силлами диабазов. Трансваальская система предположительно относится к докембрийским образованиям.

В массиве установлены 27 хромитовых пластов (рис. 54) сравнительно небольшой мощностью (от первых дециметров до 1 м, редко 4 м). Например, мощность Стилпоортского пласта 1,37—1,46 м, но протягивается он на 77 км, и содержит не менее 0,5 млрд. т хромитов. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах 43%. Химический состав хромитовых руд этого пласта следующий (в %): SiO_2 0,12, TiO_2 0,44, Al_2O_3 15,74, Cr_2O_3 47,12, FeO 25,15 (суммарное железо в пересчете на закись), MgO 11,13, CaO 0,53, V_2O_5 0,62; отношение $Cr_2O_3 : FeO = 1,66$. Если руды рассматривать как металлургические, то их качество низкое, но вполне приемлемое для огнеупорной промышленности. В горизонте рифа Меренского содержатся огромные запасы платины, связанные с малоэнергичным слоем (0,6—0,75 м) платиноносных хромитов. С платиноидами ассоциируют сульфиды (главным образом меди, а также железа и никеля). Платина представлена ферроплатиной, сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами. Наблюдаются палладий, рутений, родий, иридий и осмий, а также золото. Платина встречается и в душитовых трубках, пересекающих Бушвельдский интрузив в районе восточного контакта.

В массиве установлены отдельные горизонты, обогащенные ильменитом, магнетитом. В зоне выветривания перидотитов массива находятся месторождения магнезита. С бушвельдскими гранитоидами связаны месторождения флюорита и олова.

Кемпирсайское месторождение (точнее, группа месторождений) расположено в Актюбинской обл. Казахской ССР. Оно связано с крупным массивом ультрамафитов, длина которого в северо-северо-

западном направлении 70 км, ширина 10—20 км. Форма массива приближается к лакколиту с выщуклой волнистой поверхностью. Массив находится вблизи регионального глубинного разлома, отделяющего антиклинорий Уралтау от Магнитогорского синклинория, и приурочен к восточному крылу антиклинория. Среди вмещающих пород отмечаются серицит-хлорит-кварцевые, графитисто-кремнистые и другие, кристаллические сланцы верхнего протерозоя, эффузивные

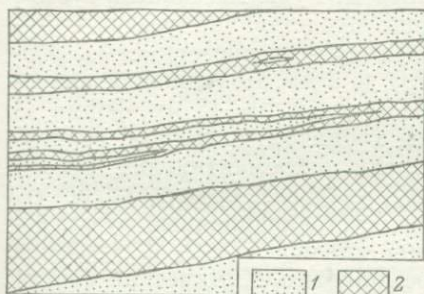
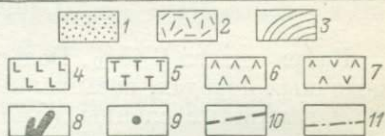


Рис. 54. Переменяемость полевошпатовых (1) и хромитовых (2) кумулятов в Бушвельдском интрузиве. По Л. Уэйджеру и Г. Брауну

Рис. 55. Схема геологической карты юго-восточной части Кемпирсайского ультраосновного массива. По М. Ф. Шульгину и др.

1 — зилайрская свита ($C_1-D_3Z_1$) — песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 2 — куаташская свита (O_1-k_2) — эффузивы основного и кислого составов, туфопесчаники и кремнистые сланцы; 3 — наялинская свита (P_2kl) — серицит-хлорит-кварцевые, глинисто-кварцевые, кремнисто-графитистые сланцы и др.; 4 — габбро-амфиболиты (См); 5—7 — ультрамафиты: 5 — дуниты, 6 — гарцбургиты, в меньшей мере амфиболовые перидотиты и лерцолиты, 7 — пироксеновые дуниты; 8 — хромитовые месторождения, большей частью погребенные; 9 — хромитовые проявления; 10 — тектонические нарушения; 11 — ось брахиантиклинали



основные и кислые породы, туфы и туфопесчаники и кремнистые сланцы ордовика, песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты зилайрской свиты карбона—девона. На размытой поверхности массива залегают опоки и пески верхнего мела и палеогена. С корой выветривания массива связаны месторождения никеля. Массив слагается в основном гарцбургитами и в меньшей мере дунитами. С массивом связано 160 участков хромитового оруденения, 17 из которых относятся к категории промышленных месторождений. Но главные запасы сосредоточены только на двух месторождениях. В пределах площади выходов ультрамафитов выделяют Главное рудное поле, за-

ключающее все разведанные запасы хрома массива. Хромитовые тела Главного рудного поля приурочены к висячему эндоконтакту душитов, которые на современном эрозионном срезе формируют две полосы, называемые Западной и Восточной рудоносными зонами (рис. 55). Форма крупных рудных тел сложная, соотношение параметров от 1 : 3, 5 : 48 до 1 : 4, 6 : 34. Это сложные линзы, штоки, жилы, пластообразные тела, шпильры. Мощность залежей — от первых метров до 230 м, длина от десятков метров до 1500 м. Руды массивные, густо-, средне- и убоговкрапленные. Последние представляют резерв будущего. По структуре руды в основном мелко-среднезернистые, размер зерен хромита от долей миллиметра до 2 мм. Подчиненное значение имеют нодулярные руды, размеры нодулей 10—15 мм, форма — трехосные эллипсоиды. Руды сложены хромитом, оливином, серпентином. Местами появляются хромдиопсид и хромактинолит, хромовые хлориты (родохром и кеммерерит), уваровит, брусит, магнетит. В рудных телах ведущую роль играют густовкрапленные руды, содержащие 50% Cr_2O_3 , причем в хромшпинелиде Cr_2O_3 62%. Это в основном магнохромит, но есть и хромникотит. Химический состав хромшпинелида месторождения Алмаз-Жемчужина следующий (в %): SiO_2 0,23, TiO_2 0,29, Al_2O_3 8,50, Cr_2O_3 62,33, Fe_2O_3 2,89, FeO 10,14, MnO 0,16, MgO 15,60, V_2O_5 0,11, NiO 0,12; отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 4,9$. В пределах массива известны участки оруденения с высокоглиноземистыми хромшпинелидами (например, Бурановское месторождение, в хромшпинелидах которого Cr_2O_3 32—37% — алюмохромит).

Верхние части хромитовых залежей до 10—15 м подверглись выветриванию, что привело к выщелачиванию силикатов, увеличению пористости, т. е. способствовало улучшению качества руд.

ТИТАН

Общие сведения

Кларк титана 0,45%. Больше его содержится в мафитах (0,9%), щелочных породах, повышенным содержанием характеризуются глины и глинистые сланцы (0,45%). В условиях выветривания титан обычно инертен и накапливается вместе с алюминием.

Промышленные минералы титана — ильменит FeTiO_3 (Ti 31,6%), рутил и анатаз TiO_2 (Ti 60%), лейкоксен (смесь сфена, гидроксид титана и др. — продукт изменения ильменита, титаномагнетита). На экспериментальной установке в Хибинах получают соединения титана из сфена — $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$. В небольшом количестве используется перовскит CaTiO_3 . При комплексной переработке можно получать титан из лопарита — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$ и других, титаносодержащих минералов. Минерал титана — титаномагнетит — существует только при высоких температурах, затем он распадается на магнетит и ильменит. Магнетит с тонкими вростками ильменита также называют титаномагнетитом. Он обычно имеет типичную структуру распада. В связи с тем, что ильменитовые вростки очень

мелки, выделять ильменит из магнетита в настоящее время экономически невыгодно; такую руду целиком используют как железную (Качканарское) с попутным извлечением ванадия. В условиях же метаморфизма титаномагнетит может преобразоваться с укрупнением зерен ильменита; в таком случае его можно отделять от магнетита. Такой процесс осуществлялся на ныне законсервированном и почти полностью отработанном Кусинском месторождении на Урале.

Титановые руды употребляются для получения титана и его соединений. Температура плавления титана 1725°C ; он в два раза менее плотен, чем нержавеющая сталь, в то же время не уступает ей по прочности и превосходит по коррозиоустойчивости. В связи с этим его широко используют в самолетостроении, подводном флоте, при изготовлении химического оборудования и т. п. Титаном легируют некоторые виды стали, которым он придает коррозиоустойчивость, повышает прочность и улучшает ковкость. Титан используется в ряде сплавов с цветными металлами, ванадием, алюминием, хромом, марганцем и др. Карбид титана применяют для получения сверхтвердых сплавов, он повышает стойкость сплавов, что важно при больших скоростях резания. В больших количествах используется двуоксид титана для производства белого пигмента, в том числе титановых белил. Титановые пигменты устойчивее цинковых. Для получения титановых пигментов используют низкохромистые ильмениты и рутил. Соединения титана применяют также в производстве дымовых завес, катализаторов.

В россыпях ильменита должно содержаться не менее 10—20 кг/т, в коренных ильменитовых рудах TiO_2 обычно не менее 8—10%; для рутиловых руд этот показатель может быть снижен до 4,5%.

Ведущие страны по производству соединений титана и элементного титана — Австралия, Канада, США, Норвегия. СССР располагает значительными запасами этого металла. К очень крупным месторождениям титана относят те из них, запасы двуоксида титана в которых превышают 10 млн. т, к крупным — 1—10 млн. т, к средним — 100 тыс. — 1 млн. т, мелким 50—100 тыс. т. Цена ильменитового концентрата 25—50 долл. за 1 т.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений титана выделяют следующие типы: 1) магматические в основных, реже в щелочных породах; 2) остаточные в корях выветривания; 3) россыпные; 4) осадочные; 5) вулканогенно-осадочные; 6) метаморфогенные.

Среди *магматических* месторождений можно выделить ряд формаций, в том числе: а — ильменитовую, гематит-ильменитовую, реже рутил-ильменитовую в анортозитовых, габбро-анортозитовых массивах; б — магнетит-ильменитовую, титаномагнетитовую в габбровых, габбро-поритовых, габбро-амфиболитовых и габбро-дунит-пироксенит-перидотитовых массивах; в — перовскит-титаномагнетитовую в комплексах ультраосновных — щелочных пород; г — лопаритовую, ильменит-перовскит-сфеновую в щелочных породах.

К числу месторождений титана, связанных с апортозитами и габбро-анортозитами, относятся уникальные по запасам месторождения Лак-Тно в Канаде, месторождения Адирондакских гор в США, месторождения Укинга, Уванджи и др. в Танзании и ряд других. Для титаноносных массивов этой группы формаций характерна лополитовидная форма и стратификация. В рудах TiO_2 содержится от 9—12 до 36%.

Титаноносные формации, связанные с габбро и габбро-дунит-клинопироксенит-перидотитовыми комплексами представлены как месторождениями с массивными ильменит-магнетитовыми рудами, формирующими жилоподобные тела в габбровых и габбро-амфиболитовых массивах (Кусинское), так и вкрапленными ильменитовыми (Медведское, проявления Сихотэ-Алиня) в габбро-дунит-клинопироксенит-перидотитовых дифференцированных комплексах, а также титаномагнетитовыми вкрапленными рудами в пироксенитах этих же комплексов (Копанское, Лысогорское, Кручининское и др.). Массивные ильменит-магнетитовые руды сложены на 60—80% магнетитом и 20—40% ильменитом; встречаются примеси пирита, халькопирита, хлорита и др. Исследованиями В. С. Мясникова и О. В. Карповой установлено, что ильменит выделяется в виде зерен в результате паложения на титаномагнетитовые руды метаморфизма, и поэтому руды используются для извлечения ильменитового концентрата. Первичный генезис этих руд — позднемагматический.

Ильменитовые руды в дифференцированных комплексах мафитовых-ультрамафитовых пород связаны с зонами габбро. Содержание в них TiO_2 7—9%. Титан сосредоточен в значительной степени в ильмените, реже встречается титаномагнетит; часть титана находится в титаноносной роговой обманке (керсутите); в небольшом количестве в рудах отмечается магнетит. Текстура руды вкрапленная, относятся они к позднемагматическим; рудные тела — линзовидные, штоко- и пластообразные. Нередко в пределах одного массива наблюдаются руды типа ильменитовых габбро в зоне габбро и титаномагнетитовые вкрапленные в пироксенитах. Иногда зоны вкрапленных руд сопрягаются маломощными (до 2 м) жилами сплошных руд. В массе титаномагнетитовых руд встречаются свободные зерна ильменита, которые иногда можно извлекать в концентрат (до 1,2—1,4% TiO_2 на Гусевогорском месторождении). Нередко в рудах рассматриваемых формаций содержится апатит и реже апатит и медная минерализация (Волковское).

Месторождения, приуроченные к комплексам ультраосновных — щелочных пород, рассматривают иногда в группе карбонатитовых. Однако их образование более тесно связано с формированием ультрамафитовых пород комплексов, в связи с чем их можно относить к магматическим.

Промышленный интерес представляют титаномагнетит и перовскит; последний нередко представлен церийсодержащей разновидностью — кнопитом. Значение этой формации как источника титана невелико, что связано с ограниченными запасами и сложной технологией. Примером служат месторождения комплексов Карелии и Кольского по-

луострова. Для получения титана невелико значение комплексов щелочных пород, где титан или его соединения извлекаются попутно из минералов, имеющих большую ценность для получения других металлов (лопарит) или из собственно титановых минералов — сфена, меровскита и др.

Титаноносные коры выветривания формируются по исходным породам, содержащим ильменит и рутил в повышенном количестве. В процессе выветривания благодаря выносу ряда компонентов содержание устойчивых в гипергенных условиях титановых минералов возрастает. Например, на Кундыбаевском месторождении в Казахстане, связанном с корами выветривания метаморфических титаноносных пород, содержится до 180 кг/м^3 ильменита и до 74 кг/м^3 рутила (данные А. Р. Ниязова, 1970 г.). В корях выветривания габброидов Волынского массива Украины содержание ильменита $300\text{—}500 \text{ кг/м}^3$. Вместе с титановыми минералами в корях выветривания может концентрироваться апатит. Мощность титаноносных кор выветривания составляет от первых метров до десятков метров. Форма тел полезного ископаемого — плаще- и пластообразная. Наблюдаются как поверхностные, так и погребенные залежи (коры выветривания).

Содержание TiO_2 в корях выветривания $3\text{—}20\%$. Титансодержащие коры выветривания имеют каолиновый профиль. Однако и в латеритных бокситах отмечается повышенное содержание TiO_2 . Например, в боксите плато Амаркатак (шт. Мадхья-Прадеш в Индии), содержащем Al_2O_3 56% , TiO_2 $7,7\%$, а в целом для бокситовых месторождений Индии (по данным Г. Р. Кипраля) TiO_2 $6\text{—}15\%$. Это, очевидно, связано с тем, что бокситы формировались за счет основных пород с повышенным количеством титана.

Среди титаноносных россыпей выделяют аллювиальные, прибрежно-морские и элювиально-делювиальные. Промышленными минералами в них являются ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, а также нетитановые извлекаемые минералы — циркон, sillиманит, кванит, малакон, ксенотим и др. Содержание TiO_2 в рудах $0,5\text{—}35\%$. Сопутствующие минералы — кварц, каолинит, полевые шпаты. Форма залежей — пласти и линзы, а также лентообразные залежи. Месторождения этого типа известны в СССР, Австралии, Индии, Сьерра-Леоне, Шри-Ланке и др.

К осадочным можно относить титаноносные пески, песчаники. Эти месторождения связаны постепенными переходами с россыпными и с метаморфизованными месторождениями. Отличаются они от россыпных тем, что находятся на большом удалении от источников титана, более выдержанным характером залежей как по мощности, так и по содержанию. Примеры — Ярегское месторождение лейкоксенсодержащих девонских песчаников на Тимане и месторождение циркон-ильменитоносных докембрийских песчаников зильмердакской свиты Башкирии. На месторождении Робинзон Коуп в США среди песчаников кембрия содержание рутила и ильменита в сумме составляет 50% .

Вулканогенно-осадочные месторождения слагаются ильменитсодержащими туфами, туффитами и туфопесчаниками. Пример — яст-

ребовский горизонт девонского возраста в Воронежской области. Пирокластические образования связаны в этом типе с основной магмой. Мощность продуктивных отложений — от первых метров до десятков метров.

Метаморфогенные месторождения могут быть как метаморфизованными, так и метаморфическими. К метаморфическим относится месторождение Отаньяки в Финляндии, связанное с амфиболитами, возникшими за счет метаморфизма титаноносного габбро. Содержание TiO_2 в среднем 12,2%. Метаморфические месторождения связаны с метаморфизмом титаноносных магматических и осадочных пород. Промышленные минералы в них — рутил и ильменит. На месторождении Харворд в США, связанном с рутилоносными хлоритовыми сланцами, рутила до 20%, а в Плюмо-Идальго в Мексике, представленном рутилоносными гнейсами, до 25%. К этой же группе относятся и рутилоносные эклогиты (Урал) и ильменитоносные кристаллические сланцы (Таймыр). В рутилоносных эклогитах Урала содержание TiO_2 до 4,5% — и они могут рассматриваться лишь как потенциальное сырье.

Описание месторождений

Месторождение Лак-Тио расположено в районе Аллард-Лейк (провинция Квебек, Канада). Оруденение связано с крупным массивом анортозитов и габбро-анортозитов, которые прорываются гранитами. Форма рудных тел — неправильные линзы, дайки, силлоподобные залежи и комбинации названных форм. Руды сложены крупнозернистым ильменитом, прорастающим гематитом (структура распада). Руды содержат TiO_2 32—36%. Ильменит формирует кристаллы диаметром до 10 мм при толщине до 2 мм. В состав руды входят плагиоклаз, шпороксен, биотит, пирит, пирротин и халькопирит. Гематит в ильмените присутствует в виде тонких прорастаний, содержание его 25%. В рудах наблюдается примесь ванадия (0,1—0,2%). По данным П. Хаммонда, состав одной из проб руды следующий (в %): TiO_2 36, Fe 42,8, S 0,4, P_2O_5 0,01, Cu 0,12, V 0,24, Mn 0,08, Ni 0,01, Co 0,013. В наиболее крупной залежи содержится 125 млн. т руды; это самая крупная в мире залежь. Оруденение широко распространено в средне- крупнозернистых анортозитах массива. В анортозитах наблюдаются прожилки ильменита, а сами анортозиты формируют включения в рудных телах. Генезис месторождения связывают с магматической дифференциацией.

Средне-Днепровские месторождения циркон-рутил-ильменитовых руд приурочены к прибрежно-морским отложениям третичного возраста (рис. 56). Мощность продуктивных песков полтавского возраста 5—30 м, сарматского 20—25 м. Они перекрыты толщей четвертичных образований мощностью 30—35 м. В электромагнитной фракции тяжелого шлиха, составляющей 50—60% от него, присутствуют (в %): лейкоксенизированный ильменит 65—70, ставролит 20—35, турмалин 1—5 и небольшое количество шпинели. В неэлектромагнитной фракции (в %): рутила 20—40, циркона 15—45, лейкоксена

5—10, силлиманита 10—40, кванита 5—10 и небольшое количество анатаза, андалузита, корунда.

Наряду с титановыми минералами из россыпей извлекают силлиманит и др.

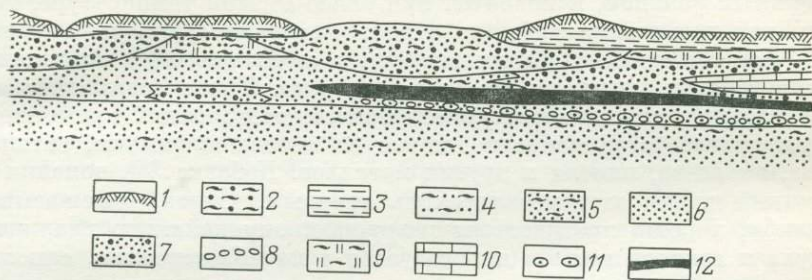


Рис. 56. Типовой разрез продуктивных отложений сеномана центральных областей Восточно-Европейской платформы. По С. И. Гурвичу, Л. Н. Казаринову, Н. В. Хмаре:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинки; 3 — глины; 4 — песчаные глины; 5 — глинистые пески; 6 — пески тонко- и мелкозернистые; 7 — пески средне- и крупнозернистые; 8 — гравий; 9 — слоистые глины; 10 — известняки; 11 — желваки фосфорита; 12 — продуктивный пласт

ВАНАДИЙ

Общие сведения

Кларк ванадия 0,009%. Промышленный интерес представляют следующие его минералы: роскоэлит — $KV_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$, карнотит — $K_2U_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$, патронит — VS_2 или V_2S_5 , ванадинит — Pb_5VO_4Cl , деклаузит — $(Zn, Cu)Pb(VO_4)$ и кульсонит (ванадийсодержащий магнетит) — $(Fe, V)_3 \cdot O_4$. Соединения ванадия более растворимы, чем природные соединения других металлов, и перемещаются в горных породах на значительные расстояния. Этим объясняется редкая концентрация ванадия в виде собственно ванадиевых месторождений. При выветривании горных пород ванадий переходит в глинистые минералы или концентрируется с гидроксидом алюминия и оксидами железа. Часть ванадия, высвобождающегося при выветривании, встречая на своем пути тяжелые металлы, может образовывать концентрации ванадатов свинца, цинка, меди, урана и др. Такой способ миграции и осаждения играет большую роль при образовании ванадиевых минералов в зоне окисления полиметаллических месторождений. Ванадий накапливается при биохимических процессах. Повышенное содержание его устанавливается в морской воде, в некоторых растениях и животных (планктон, морские ежи, лишайники и др.). Источниками ванадия могут служить осадочные железные руды, титаномагнетиты, фосфориты, бокситы, глины, золы некоторых углей, горючих сланцев, нефть.

На нужды металлургии идет 95% получаемого в мире ванадия. Присадка ванадия (0,1—0,35%) к чугуну обеспечивает получение

плотного литья с повышенной износостойкостью, высокой твердостью, вязкостью и др. Легированный ванадием чугун применяется в машиностроении, в производстве паровых котлов, поршней, коленчатых валов и др. Сплавы ванадия легче растворяются в металлах, чем чистый ванадий, и плавятся при более низкой температуре, поэтому для легирования обычно используют сплав ванадия с железом — феррованадий. Добавки ванадия в сталь (до 1%) повышают ее упругость и прочность почти в два раза. Такая сталь идет на изготовление режущего инструмента, штампов. Ванадий применяется для производства ценных сплавов на основе алюминия, титана, хрома, кобальта, никеля и других металлов. Добавка 3% ванадия в алюминий делает этот металл очень твердым. Сплав, называемый вавилибм, хорошо противостоит разрушающему действию влажного воздуха и соленой воды и используется в кораблестроении, самолетостроении. Ванадиевые сплавы на основе титана применяются в космической технике. Химическая стойкость сплава никеля с 18—20% ванадия соизмерима с инертностью благородных металлов, поэтому из него изготавливают различное лабораторное оборудование. Чистый ванадий применяется в атомной технике. На промышленно развитые капиталистические страны (ЮАР, США, Канада) приходится 80% общей добычи ванадия (без СССР). Здесь же сосредоточено основное производство ванадия. В 1975 г. оно составило 30,8 тыс. т V_2O_5 , или 96% общего объема (без СССР). Добыча ванадия ведется в Мексике, Перу, Норвегии и др. В Перу находится исключительное по своему значению высокогорное месторождение патронитовых руд Минас-Рагра, залегающее среди асфальтитов. Цены на ванадиевые продукты в течение 1971—1975 гг. в капиталистических странах непрерывно росли. В США в 1975 г. цена составляла 6 долл. за 1 кг V_2O_5 и 12—14 долл. за 1 кг феррованадия и других сплавов. В СССР запасы ванадия сосредоточены в месторождениях титаномагнетитовых руд Урала, Карелии и др. В Казахстане известны месторождения роскоэлитовых руд. Поставщики ванадия — полиметаллические месторождения Казахстана и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Ванадийсодержащие руды относятся к различным генетическим группам: магматической, скарновой, осадочной, метаморфизованной. Концентрация ванадия в рудах эндогенных месторождений не превышает 1%, обычно более 0,1%. В отдельных типах руд экзогенных месторождений ванадия содержится до нескольких процентов. В состав этих руд обычно входят собственные минералы ванадия: карнитит, ванадинит, патронит и др.

Магматические месторождения титаномагнетитовых руд, связанные с основными и ультраосновными изверженными породами, охарактеризованы в разделе «Железо». Главный минерал — концентрат ванадия в рудах — титаномагнетит (V 0,5—1%).

Скарновые месторождения содержат концентрации ванадия в магнетите не более нескольких сотых долей процента. Лишь на от-

дельных известково-скарновых и альбит-скаполит-скарновых месторождениях ванадия в магнетите более 0,1%. Пример — Осокино-Александровское месторождение на Урале. Рудоносность приурочена к трахитовым порфирам с прослоями туфов и известняков и к пироксен-альбитовым скарнам. Рудные зоны мощностью до 12 м сложены сплошными и вкрапленными магнетитовыми рудами. Содержание ванадия в магнетите до 0,35%. За рубежом скарновые месторождения известны в Чили (Эль-Тофо, Эль-Ромераль и др.).

Ванадиеносные зоны окисления полиметаллических месторождений распространены довольно широко. Они известны в Африке, Аргентине, Мексике, США, Австралии. В СССР примерами таких месторождений могут служить месторождения хр. Каратау в Казахстане. Это небольшие месторождения, в которых ванадий концентрируется в окисленных рудах (V_2O_5 до 5%). Форма рудных тел трубообразная, верхняя часть их сложена окисленными рудами, содержащими церуссит, смитсонит, малахит, азурит и минералы ванадия — деклаузит, ванадинит и др. Глубина зоны окисленных руд обычно не превышает нескольких сот метров. Коренные руды содержат ванадий в очень малых количествах.

Осадочные месторождения представлены толщами ванадийсодержащих сланцев мощностью до десятков метров. К ним относятся диктионемовые сланцы силура в Прибалтийских странах, черные битуминозные сланцы среднего кембрия в Казахстане, пермские сланцы фосфоритоносной формации в США. Источник получения ванадия — ванадийсодержащие фосфориты, бокситы, угли, твердые асфальтиты. Ванадийсодержащий титаномагнетит извлекают из прибрежно-морских россыпей. В СССР современные небольшие россыпные месторождения известны в Грузии, на побережье Каспийского моря, на Курильских островах. Ванадия в титаномагнетите этих россыпей иногда содержится 0,3—0,5%. Накопление ванадийсодержащего титаномагнетита связано с разрушением пород основного состава.

Метаморфизованные месторождения характеризуются относительно высокими концентрациями ванадия (0,6—1,3%). Поэтому, несмотря на то что масштабы месторождений уступают магматическим, повышенная ванадиеносность магнетита габбро-амфиболитов позволяет извлекать ванадий в заметных количествах (Финляндия, США). Среди метаморфизованных месторождений заслуживают внимания ильменит-магнетитовые месторождения. Для производства ванадия ильменит-магнетитовые руды более ценны, чем титаномагнетитовые. Это связано с пониженной титаноносностью магнетита, что объясняется влиянием на руды динамометаморфизма, приведшего к образованию обособленных зерен ильменита. Примером могут служить Кусинское месторождение ильменит-магнетитовых руд на Урале, а также Новоселковское в Белоруссии, приуроченное к толще архейских метаморфических пород. Ильменит-магнетитовые руды пространственно связаны с габбро-амфиболитами. Скопления магнетита и ильменита встречаются в виде прожилков, шпиров и вкрапленности. Среднее содержание ванадия в магнетите 0,3%, в ильме-

жите 0,07%. Ильменит-магнетитовые руды известны также на Кольском полуострове (Цагинское месторождение) и др. За рубежом подобные месторождения эксплуатируются в Финляндии (Отанмяки).

НИКЕЛЬ

Общие сведения

Кларк никеля 0,058%. Концентрируется никель главным образом в основных и ультраосновных породах, в которых присутствует в виде изоморфной примеси к силикатам (оливины) и рассеянных мелких выделений сульфидов. В гранитоидных магмах никель вместе с кобальтом, мышьяком, серой, а иногда висмутом, серебром и ураном выносятся в гидротермальных растворах и образует жильные месторождения арсенидов и сульфидов никеля и кобальта. В поверхностных условиях никель переносится грунтовыми водами и выпадает в коре выветривания в виде водных силикатов никеля. Всего известно около 45 минералов никеля. Главные из них: сульфиды — пентландит — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ (Ni 42%), миллерит — NiS (Ni до 65%); арсениды — никелин — NiAs (Ni 44%); водные силикаты — гарнерит — $\text{Ni}_4[\text{SiO}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (NiO 46%), ревдинскит — $(\text{Ni}, \text{Mg})_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ (NiO 51%) и нонтрониты.

Промышленные месторождения никеля представлены в основном сульфидными медно-никелевыми и оксидно-силикатными никелевыми рудами. Сульфидные руды кроме никеля и меди содержат кобальт, платиноиды, золото, серебро, теллур и селен; силикатные — обычно кобальт. Содержание никеля в сульфидных рудах должно составлять 1—2%, в оксидно-силикатных 1—1,5%; нижним пределом содержания никеля для комплексных сульфидных медно-никелевых руд считается 0,2%, для оксидно-силикатных 0,6%.

Никель имеет высокую химическую, термическую и механическую стойкость, что обуславливает широкое применение его в металлургии для производства различных сверхтвердых сплавов (80% общего потребления). Никель тверд, тугоплавок, но гибок, ковок и тягуч, что позволяет изготавливать из него проволоку, ленту, кованые детали. Неокисляемость на воздухе и способность никеля хорошо полироваться используются при никелировании металлических изделий. Сплав никеля с медью (так называемый монель-металл) — один из главнейших металлов химического машиностроения, судостроения. Сплав никеля и марганца (всем известный мельхиор) применяется для изготовления не только столовых приборов, но и как отличный материал для конденсаторных трубок, клапанов, так как он наиболее стоек из всех известных сплавов к противоударной коррозии. Сплав на основе никеля и хрома с добавлением титана и других элементов (инконель) стал одним из главных материалов ракетной техники. Нихром (Cr 15%, Ni 60%) — важнейший из сплавов сопротивления, основа большинства электронагревательных приборов, от домашних электроплиток до мощных промышленных печей. Менее известны элинар (Ni 35%, Cr 8%), сохраняющий по-

стоянную упругость при различных температурах, и платинит (Ni 49%, Fe 51%). Последний не содержит платины, но во многих случаях заменяет ее. Особый класс составляют магнитные сплавы. Сплав пермаллой (50% Ni, Fe, Cu, Mo) характеризуется весьма большой магнитной проницаемостью и используется в технике слабых токов. Сердечники из пермаллоя есть в любом телефонном аппарате; из пермаллоя изготовляют тонкие пленки — главный элемент запоминающих устройств вычислительных машин. Оксиды никеля используются при производстве цветного стекла и глазурей. Никель — отличный катализатор в органическом синтезе и нефтехимии, в электрохимическом производстве и др. На изготовление катализаторов расходуется до 10% производимого в мире никеля. 72% запасов никеля приходится на долю развивающихся стран (Бразилия, Венесуэла, Индонезия). Добыча никеля в основном сосредоточена в Канаде, ЮАР, США, Финляндии и др. Производство никеля в 1975 г. достигло 573,5 тыс. т. Основные страны, производящие никель, — Канада и Новая Каледония, затем ЮАР, Финляндия, США. Видное место по запасам никеля занимает Куба. В СССР к весьма крупным относятся месторождения с разведанными запасами (в тыс. т) никеля более 500 к крупным от 25 до 500 к средним от 100 до 250, к мелким — менее 100. Основные месторождения сульфидных руд СССР расположены в Сибири, на Кольском полуострове, месторождения силикатных руд — на Урале, в Казахстане, на Украине. Цены на никель на мировом рынке в 1971—1975 гг. составляли 4,43—4,89 долл. за 1 кг.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения никеля относятся к трем генетическим типам: магматическому, гидротермальному и выветривания.

Магматические (ликвационные) сульфидно-никелевые месторождения — основной промышленный тип месторождений никеля в СССР. Ценность месторождений определяется запасами и комплексностью руд. Кроме никеля, кобальта и меди руды содержат платину, золото, серебро, селен и теллур, в количествах, обеспечивающих их рентабельное попутное извлечение. Месторождения формируются и размещаются в пределах дифференцированных интрузивов основных и ультраосновных пород. Руды образовались в процессе ликвации никеленосного магматического расплава. Залегание рудных тел в основном подчиняется условиям залегания рудоносных интрузивов. Форма тел пласто- и плитообразная, линзовидная. Минеральный состав руд выдержанный: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит и др. В СССР сульфидные медно-никелевые месторождения расположены в Красноярском крае, на Кольском полуострове. Крупные медно-никелевые месторождения имеются в Канаде (район Сёдбери) и ЮАР (район Бушвельда), Австралии, Финляндии и др.

Силикатные никелевые месторождения выветривания связаны с тем или иным типом коры выветривания ультрамафитов и серпентинитов. В СССР месторождения развиты в основном на Урале, где

они приурочены к позднепалеозойской и мезозойской коре выветривания. По условиям образования и форме залегания различают три типа коры выветривания и никелевых месторождений: площадного (Кемпирсайское, Серовское, месторождения Кубы и др.), линейного (месторождения Уфалейского и Полевского районов Урала) и линейно-площадного типов (Липовское и др.). Наиболее значительны первые два типа. Месторождения площадного типа представляют собой сохранившиеся остаточные покровы коры выветривания на дунитах, перидотитах и серпентинитах. Площадь никеленосных участков иногда достигает нескольких квадратных километров, мощность коры выветривания 20—70 м. Никель концентрируется преимущественно в нонtronитах, керолите, в охристо-кремнистых образованиях и в выщелоченных серпентинитах. Среди руд выделяют железистые или нонtronитовые руды, магнезиальные или серпентинитовые руды и охристо-кремнистые руды, содержащие большое количество гидроксидов железа и обедненные никелем (содержание Ni — десятые доли процента, а Co — сотые). Месторождения линейного типа приурочены к тектоническим разломам, зонам дробления, трещиноватости. Вдоль этих зон происходило более интенсивное выветривание и на большую глубину. Форма рудных тел линзо- и жиллообразная, падение часто крутое. Руды содержат гарниерит, керолит и являются более богатыми, чем руды площадной коры выветривания. Крупные месторождения коры выветривания за рубежом находятся в Новой Каледонии, на Кубе, в Индонезии, Бразилии. Они связаны с молодыми неоген-четвертичными корами выветривания.

Описание месторождений

Талнахское и Октябрьское месторождения в Норильском районе генетически связаны с дифференцированным интрузивом габбро-диабазов. Интрузив контролируется глубинным разломом, общим для всех месторождений Норильского рудного поля, и состоит из отдельных массивов или ветвей, часто соединяющихся апофизами. Талнахское месторождение (рис. 57) залегает в верхнем рудоносном горизонте среди пермских песчано-сланцевых пород (тунгусская свита). Октябрьское приурочено к нижнему рудоносному горизонту, сложенному карбонатно-глинистыми отложениями девона, и залегает на глубине 400—600 м. Месторождения разобщены разломом: Талнахское располагается к востоку от разлома, Октябрьское — к западу. Складчатые и разрывные нарушения создают сложное блоковое строение рудного поля. Основная масса сульфидных медно-никелевых руд сосредоточена в области нижнего эндо- и экзоконтактов габбро-диабазовых массивов. Оруденение прожилково-вкрапленного типа отмечается также по вмещающим осадочным породам. На месторождениях выделяется несколько рудных залежей и жил, сложенных вкрапленными, прожилково-вкрапленными и сплошными рудами, характерными для Норильского рудного поля. Главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, талнахит. Вкрапленные сингенетические сульфидные руды состав-

ляют около 70% от общей массы руды и слагают пластообразные залежи, повторяющие форму интрузива. Более богатые сплошные медно-никелевые руды залегают в виде линз и жил в подошвенной части интрузива.

Из известных в мире месторождений оксидных и силикатных никелевых руд, связанных с латеритной корой выветривания ультраосновных пород, следует отметить месторождения Кубы.

Латеритная кора выветривания линейно-площадного типа протягивается полосой с перерывами на несколько десятков километров при мощности 5—30 м и более. Месторождения характеризуются наличием двух рудных зон. Первая — верхняя зона красных и желтых охр. Руда представлена землистым элювием с включением конкреций лимонита и гематита. Охры зоны представляют собой железную руду (Fe 40—50%), содержащую в среднем 1—1,5% никеля и повышенные концентрации кобальта. Руда является ценным сырьем для получения никеля и ферроникеля. Вторая — нижняя зона выщелоченных серпентинитов, в которой заключена силикатная никелевая руда. Минералы никеля представлены преимущественно серпифитом и керолитом.

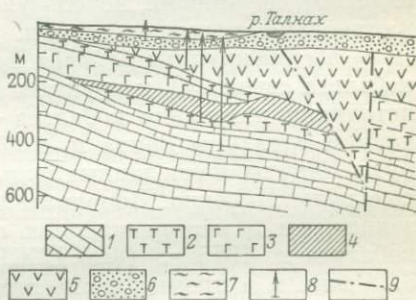


Рис. 57. Разрез Талнахского месторождения. По Н. И. Плотникову:
1 — доломиты, известняки; 2 — тунгусская свита, сланцы; 3 — межпластовая интрузия габбрового состава; 4 — рудное тело; 5 — туфоловая толща; 6 — галечники с гравием; 7 — глины; 8 — напорные уровни поднимаемых вод; 9 — тектонические нарушения

КОБАЛЬТ

Общие сведения

Кларк кобальта 0,0018%. Главные минералы кобальта: пентлапидит — $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_9\text{S}_8$ (Co до 3%), линнеит — Co_3S_4 (Co 40—53%), кобальтин — CoAsS (Co 26—30%), шмальтин — CoAs_2 (Co 21%), кобальтпирит — $(\text{Fe}, \text{Co})\text{S}_2$ (Co 3%), саффорит — CoAs_2 (Co 16—20%). В зоне выветривания накапливаются гидроксиды кобальта экзогенного происхождения в асболане — $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot n\text{MnO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ (Co 19%), в зоне окисления арсенидных руд образуется эритрин — $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Главная масса кобальта получается при переработке комплексных руд. Самостоятельное значение могут иметь мышьяковые собственно кобальтовые месторождения, но они немногочисленны. В рудах промышленных месторождений, где кобальт является одним из основных элементов, содержание его составляет десятые доли процента, редко 1—2% и более. В комплексных рудах, где кобальт извлекается попутно, его содержится сотые, редко десятые доли процента. Минимальное промышленное содержание кобальта в сульфидных медно-никелевых рудах 0,015%, в силикатных

0,037%. 70% кобальта используется в производстве сталей и сплавов, особенно магнитных, тугоплавких и специальных. В современной технике (главным образом в автоматике) магнитные устройства применяются весьма широко. Лучшие магнитные материалы — это кобальтовые стали и сплавы. Свойство кобальта не размагничиваться под действием вибраций и высоких температур используется в ракетной и космической технике. Магнитные сплавы на основе кобальта, никеля, магния, алюминия позволяют создавать миниатюрные магнитные приборы и аппараты, необходимые в радиотехнике, электротехнике, автоматике. Значительные количества кобальта в виде его соединений используются в лакокрасочной, керамической и стекольной промышленности.

К весьма крупным относятся месторождения с запасами (в тыс. т) кобальта свыше 50, к крупным 10—25, к мелким менее 10. Главные источники получения кобальта — кобальтсодержащие медистые песчаники и сланцы Заира и Замбии, сульфидные медно-никелевые руды Канады, колчеданные руды Финляндии и мышьяково-кобальтовые руды Марокко. Дополнительные источники получения кобальта заключены в месторождениях силикатных никелевых руд. Добыча кобальта в 1975 г. (без СССР) составила 21,1 тыс. т, из них 3,23 млн. т в промышленно развитых капиталистических странах и 17,87 млн. т — в развивающихся, в основном в Заире и Замбии. В Советском Союзе есть комплексные месторождения, обеспечивающие потребность страны в кобальте. Цены на кобальт в США в 1975 г. составили 8,8 долл. за 1 кг.

Генетические типы промышленных месторождений

Кобальт накапливается во всех генетических типах никелевых месторождений, но образует и самостоятельные скопления в гидротермальных месторождениях.

Ликвационные месторождения кобальтсодержащих сульфидных медно-никелевых руд (см. «Никель») — основной источник кобальта. Кобальт присутствует в виде изоморфной примеси в пентландите и пирите. В рудах он содержится от сотых долей до 0,1—0,2%. Пример весьма крупного месторождения этого типа — Сёдбери в Канаде (запасы кобальта около 150 тыс. т).

Гидротермальные месторождения по особенностям минерального состава подразделяются на несколько групп.

1. Никель-кобальтовые месторождения с широко развитыми в жилах арсенидами никеля и кобальта — никелином, шмальтином и др. в ассоциации с серебром и висмутитом. Разнообразие состава руд дополняется на некоторых месторождениях присутствием меди, молибдена, сурьмы, ртути и других металлов. Из нерудных минералов присутствуют: кварц, карбонаты, флюорит, барит. Геологические данные и текстурные особенности руд позволяют относить их к числу сравнительно низкотемпературных гидротермальных месторождений, образовавшихся в условиях небольших глубин. Пример место-

рождений — группа месторождений Бу-Аззер в Марокко, Рудные горы в ГДР и Чехословакии, Кобальт в Канаде, Ховуаксы в СССР.

2. Кобальтоносные медистые песчаники и доломиты, которые для ряда стран имеют важное значение как источники получения кобальта. Пластообразные тела медистых песчаников в качестве промышленной примеси содержат минералы, из которых кобальт извлекается попутно. Обычно кобальт концентрируется в халькопирите и пирите (месторождения Замбии). Содержание кобальта в сульфидных рудах до 0,35%. Особый интерес для добычи кобальта представляют окисленные руды месторождений Заира. Руды здесь образовались главным образом в трещиноватых, закарстованных, окремнелых и брекчированных боковых породах, заполнили в них поры, пустоты, пещеры. Главный минерал — малахит, встречаются лимонит, пиролюзит и чистые кобальтовые оксиды. Содержание меди в руде 10—12%, кобальта 1—3%.

3. Колчеданные месторождения, содержащие кобальт (0,3—1%) преимущественно в пирите и халькопирите. Присутствуют небольшие количества кобальтовых и никелевых минералов — линнеита, миллерита, пентландита, кобальтина. Среди колчеданных месторождений СССР повышенной кобальтоносностью характеризуются руды, приуроченные к метаморфизированным основным и ультраосновным породам. Вмещающие оруденение основные эффузивы и серпентиниты обычно превращены в хлоритовые, лиственитовые и тальковые породы. Рудные тела залегают в форме разобщенных линз и зон вкрапленников среди рассланцованных пород. Из зарубежных месторождений следует назвать месторождение Оутокумпу в Финляндии.

4. Мышьяково-кобальтовые месторождения, связанные преимущественно с магнетитсодержащими скарнами. Примерами могут служить месторождения США (шт. Айдахо), Австралии, Чили, СССР (Дашкесанское в Азербайджане).

Месторождения этого типа немногочисленны. Несмотря на сравнительно небольшие размеры, они могут представлять значительный интерес по характеру и условиям проявления собственно кобальтовой минерализации. Оруденение локализовано в жильных зонах смятия и трещиноватости или по нарушенным контактам даек основного состава. Главные рудные минералы — кобальтин и кобальтодержащий арсенопирит. Преобладают вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные текстуры руд. Текстурно-структурные особенности руд и изменения боковых пород указывают на относительно высокотемпературный характер главной стадии кобальтового оруденения.

Месторождения коры выветривания возникают при латеритном выветривании ультраосновных пород. Кобальт в этих условиях (см. «Никель») накапливается в гидроксидах марганца. Наиболее обогащены им верхние горизонты обохренных и нонtronитизированных серпентинитов. Содержание кобальта в рудах в среднем 0,05—0,06%, минимальное 0,037%. Комплексные кобальт-никелевые руды выветривания разрабатываются в СССР (месторождения Урала и Казахстана и за рубежом (крупные месторождения кобальтсодержащих

силикатно-никелевых руд Бразилии, Венесуэлы, Кубы, Австралии, Индонезии).

Осадочные месторождения формируются в четвертичных осадках Тихого, Атлантического и Индийского океанов. В железо-марганцевых конкрециях содержится 0,3—0,5, а иногда 1,5—2% кобальта. С учетом значительного распространения конкреций в глубоководных осадках всех океанов общие запасы кобальта могут быть условно определены в 1—2 млрд. т, т. е. примерно в 1000 раз больше запасов, выявленных на суше.

Метаморфические кобальтсодержащие месторождения представлены фальбандами — слоями и линзами рассеянной рудной вкрапленности, залегающими в метаморфических породах. Породы сложены амфиболитами, тальковыми и амфиболовыми сланцами. В составе рудной вкрапленности присутствуют арсениды кобальта и железа, кобальтсодержащий пирит и др. На территории СССР кобальтсодержащие фальбанды известны в архейских породах Карелии и Кольского полуострова. В пределах Балтийского щита они характерны также для метаморфических пород Южной Норвегии и Юго-Восточной Швеции.

МОЛИБДЕН

Общие сведения

Кларк молибдена 0,0015%. Основной промышленный минерал — молибденит — MoS_2 (Mo 60%); кроме того, следует назвать молибдошеелит — $\text{Ca}(\text{W}, \text{Mo})\text{O}_4$, повеллит — CaMoO_4 и ферримолибденит — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MoO}_3 \cdot 7,5\text{H}_2\text{O}$. Широко применяется молибден стал лишь во второй четверти XX в. в металлургии высококачественных нержавеющих инструментальных и специальных сталей и сплавов. Для легирования стали используют ферромолибден. Хром-молибденовая сталь используется в авиационной промышленности, в производстве бурового оборудования, труб. Титан-молибденовые и вольфрам-молибденовые жаропрочные (температурный предел эксплуатации выше 1500 °C), сплавы обеспечивают развитие техники сверхскоростных и космических полетов. Тугоплавкий ковкий нетускнеющий молибден получил признание у ювелиров как заменитель дорогой платины. Металлический молибден применяется в электро- и радиотехнике (радиолампы, нити накаливания и др.). Соединения молибдена служат катализатором при крекинге нефти, применяют в производстве красок, химических реактивов, огнестойких пластмасс. В последние годы молибден стали использовать для удобрения почв.

Промышленное извлечение молибдена осуществляется из молибденитовых (сульфидных) руд. При значительных концентрациях молибдошеелита промышленное значение могут иметь оксидные руды, из которых попутно с вольфрамом извлекают шестивалентный молибден. Содержание молибдена в промышленных рудах должно быть от 0,01 до 1% в зависимости от генетического типа месторождения, горно-технических условий, экономики и комплексности руд. Месторождения молибдена по запасам металла (в тыс. т) подразде-

ляются на очень крупные более 100, крупные 50—100, средние 25—50, мелкие до 25. Около трети запасов молибдена в мире заключено в крупных штокверковых месторождениях (0,09—0,29%), затем следуют месторождения молибденосодержащих медно-порфировых руд (Mo от 0,005 до 0,4—0,05%, Cu до 1,2%). В 1975 г. на долю промышленно развитых капиталистических стран (прежде всего, США и Канады) приходилось 86% добычи молибдена. Крупные месторождения известны в Мексике, Перу, Чили, Иране, Пакистане, Панаме. Производство молибденовых концентратов в 1975 г. в пересчете на металл составило 70,34 тыс. т (без СССР), а потребление 70 тыс. т. Большой спрос на молибден определил политику цен на мировом рынке: в 1976 г. 1 кг металла в концентрате стоил 7,05 дол., 1 кг металла в триоксида 7,8—7,91 дол., 1 кг металла в ферромолибдене 9,17 дол.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения молибдена относятся к двум генетическим типам: гидротермальному и скарновому. Основная роль в добыче молибденовых руд в СССР принадлежит штокверковым молибденовым, медно-порфировым, скарновым и жильным месторождениям. В капиталистических странах главное значение имеют штокверковые молибденовые и медно-порфировые месторождения. Месторождения *штокверкового типа собственно молибденовых месторождений* связаны с крупными плутонами умеренно кислых гранитоидов, со штоками и дайками порфировых пород. Месторождение формируется многостадийно в результате гидротермальной деятельности. Большую роль в размещении месторождений играют тектонические разломы. Штокверковое оруденение охватывает верхние части плутона и зону экзоконтакта. Пример месторождения этого типа — крупнейшее в мире месторождение Клаймакс (США). *Штокверковый тип медно-молибденовых месторождений* также относится к гидротермальным образованиям умеренных глубин и связан с плутонами гранитоидов и дайками гранит-порфиров и др. Оруденение представлено системой кварцевых прожилков и тонкой вкрапленностью пирита, молибденита, халькопирита, борнита и др. Содержание в рудах Mo 0,1—0,1%, Cu 0,5—1%. Попутно из руд извлекается рений. В СССР к этому типу относят месторождения Кавказа (Каджарап, Агарак и др.), Казахстана (Шалгия и др.), Забайкалья (Жирекенское и др.).

Жильный тип гидротермальных месторождений представлен зонами грейзенов и кварцевыми жилами с молибденитом, вольфрамитом, пиритом, флюоритом и др. Пространственно месторождения связаны с апикальными частями массивов порфировидных гранитов и располагаются в их экзо- и эндоконтактных зонах. Протяженность и мощность жил незначительны. Содержание молибдена в рудах до 1%. Месторождения этого типа имеются в СССР — в Казахстане (Восточный Коунрад), Забайкалье (Давенда) и др. и за рубежом — в Австралии и др.

Скарновые месторождения связаны с умеренно кислыми гранитоидами, прорывающими карбонатные толщи. Рудная минерализация находится непосредственно в контакте или на некотором удалении от него и ассоциирует с гранат-пироксеновыми скарнами. Скарны образуют сложные залежи, жилы, линзы, гнезда и пластообразные тела. Основные рудные минералы — шеелит (иногда молибдошеелит) и молибденит. По составу руд месторождения делятся на вольфрам-молибденитовые и медно-молибденитовые; в зависимости от этого в рудах встречаются различные минеральные ассоциации: молибденит, магнетит, пирит, шеелит, халькопирит. Содержание молибдена в рудах 0,05—0,2—0,3%. Руды комплексные: кроме молибдена и вольфрама присутствуют самородные висмут, медь, мышьяк, цинк и др. К этому типу в СССР относится месторождение Тырнауз (Кавказ), за рубежом — Азгур (Марокко), Пайн-Крик (США) и др.

Описание месторождений

Месторождение Тырнауз расположено на Кавказе на абсолютной высоте свыше 2500—3000 м. В структурном отношении месторождение приурочено к участку сочленения двух крупных глубинных разломов северо-западного и меридионального простирания. Разрывные нарушения существенно усложнили складчатую структуру месторождения, разбив его на отдельные блоки. Месторождение слагают метаморфизованные породы девона, карбона и нижней перми (известняки, песчаники, сланцы, гравелиты, мраморы, туфы и туфопесчаники с прослоями яшм), прорванные интрузиями гранитов, гранит-порфиров и липаритов мезо-кайнозойского возраста. Под воздействием интрузий известняки преобразованы в мраморы, а песчано-сланцевые отложения — в роговики. Главный рудный скарн представляет собой протяженную седловидную залежь мощностью до 100 м в сводовой части антиклинали (рис. 58). В ней заключены основные запасы молибдено-вольфрамовых руд. По минеральному составу рудные скарны месторождения Тырнауз подразделяются на скарны по роговикам и по мраморам. Скарны по роговикам составляют 60—80% от общего объема рудных скарнов. Состав их пироксен-гранатовый и гранат-пироксеновый. Скарны по мраморам — это полосчатые светлые породы, состоящие из пироксена, граната, волластонита, везувиана с реликтами белого мрамора. В пределах рудных тел широко распространены жилы и зоны метасоматических образований кварц-пироксен-плаггиоклазового и кварц-плаггиоклаз-флогопитового состава. Выделяется несколько стадий рудной минерализации, наложенной на скарны, роговики и граниты (по А. В. Пэку). В раннюю стадию в скарнах образовался шеелит. С ним ассоциирован молибденит в виде микроскопических включений. В роговиках и лейкократовых гранитах вместе с шеелитом возникали ранние кварцевые жилки с бедной вкрапленностью молибденита. В шеелите в виде изоморфной примеси отмечается молибдошеелит. Далее формировалось молибденовое оруденение. На молибденит-шеелитовую минерализацию наложены серии молибденит-кварцевых

жил и прожилков, образующих штокверк в скарнах и роговиках. Причем в биотитовых роговиках концентрации молибдена выше, чем в скарнах. Завершался рудный процесс образованием пирита, арсениопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита и др. Возраст рудообразования определяется большинством исследователей как послераннеюрский по возрасту материнских эльдзуртинских биотитовых порфировидных гранитов. Руды месторождения монометалльные (молибденовые) и комплексные (вольфрамо-молибденовые). Месторождение продолжает изучаться геологами.

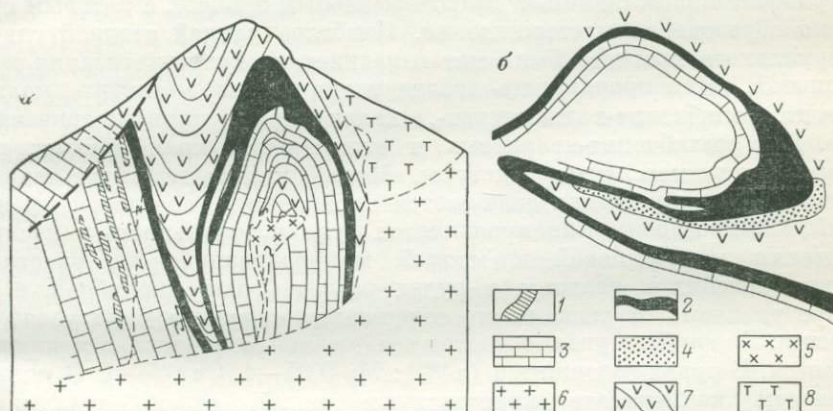


Рис. 58. Геологический разрез (а) и план (б) месторождения Тырнауз.
По А. В. Паку:

1 — пироксеновый роговик; 2 — скарны; 3 — мраморы массивные и слоистые; 4 — песчаники; 5 — лейкократовый гранитоид; 6 — эльдзуртинский порфировидный биотитовый гранит; 7 — биотитовые роговики; 8 — кварцевые плагиопорфиры

Месторождение Каджаран расположено на территории Армянской ССР. В структурном отношении оно приурочено к крупному антиклинорию, осложненному тектоническими разломами. Рудное поле Каджаран находится в зоне крупного Дебаклинского разлома северо-западного простирания с падением на северо-восток под углами $45-48^\circ$. Вулканогенно-осадочные породы палеозоя, верхнего мела и палеогена прорваны плутонами габбро, монцонитов, биотитовых гранитов и гранодиоритов. Месторождение располагается на севере Мегринского плутона монцонитов и представляет собой сложный штокверк. Монцониты в центре рудного поля интенсивно изменены — каолинизированы, хлоритизированы, окварцованы, серицитизированы. Многочисленные оперяющие трещины скола северо-восточного и северо-западного простирания выполнены жильными породами. Дайки аплитов, гранит-порфиров, лампрофиров в пределах рудного поля распределены сериями по 7—8 даек одинакового состава. Медно-молибденное оруденение приурочено к участкам развития измененных пород и даек. Выделяются вкрапленный, прожилковый и жильный типы оруденения. Молибденовая крупночешуйчатая минерализация характерна для жильного типа орудене-

ния. Кварцевые жилы больше развиты в центральной части месторождения, мощность жил от 10—15 см до 8—9 м (в раздувах). Рудные тонкие прожилки сложены кварцем и сульфидами. Вкрапленный тип оруденения представлен в измененных породах включениями сульфидов. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, молибденит; с ними обычно ассоциируют борнит, галенит, сфалерит, висмутин, медно-висмутовые минералы, реже магнетит, гематит, шеелит, блеклые руды, арсенопирит, аргентит. Жильные минералы в рудах — кварц, карбонаты. Минеральный состав и текстуры руд отражают многостадийный гидротермальный процесс, с которым связано образование месторождения. Наиболее ранней стадией гидротермального процесса была метасоматическая калишпатизация монцитов, затем проявлялись последующие стадии: магнетит-, молибденит, молибденит-халькопирит-, халькопирит-, пирит-кварцевая и др. Для молибденит-кварцевых и существенно молибденовых руд характерны массивные текстуры. Молибденит-халькопирит-кварцевые жилы и прожилки отличаются вкрапленной, гнездовой текстурой. На месторождении проявляется рудная зональность в распределении молибденовой и медной минерализаций: на участках, примыкающих к разлому, в рудах развит больше молибден, а по мере удаления от разлома его содержание падает, а меди увеличивается. На глубине увеличивается содержание молибдена, а меди снижается. В рудах содержится (в %): Mo 0,05—1, Cu 0,5—1. В молибденовом концентрате присутствуют рений, селен, теллур; в медных — висмут, селен, теллур и др. Месторождение Каджаран относят к среднетемпературным, генетически связанным с гранитоидной магмой. Некоторые исследователи определяют температуру молибденовой кристаллизации 420—320 °C.

Месторождение Клаймакс (шт. Колорадо, США) обеспечивает 40% мировой добычи молибдена (без СССР). Это типичное штокверковое молибден-порфировое месторождение кварц-молибденитовой формации. В сложном штоке риолитовых порфиров, аплит-порфиров, гранит-порфиров расположены отдельные штокверки с рудной минерализацией. Каждый из штокверков соответствует одной из четырех фаз формирования штока Клаймакс и гидротермальной деятельности. Шток прорывает древние докембрийские граниты, гнейсы и кристаллические сланцы. Рудоконтролирующая структура рудного поля — крупный разлом. Рудные тела располагаются одно под другим. Верхнее лежит в 60—90 м от кровли массива, имеет в плане округлую форму; его размеры по диаметру 810—1100 м при ширине до 250 м. Подобной формы и два других штокверка. Для рудных тел характерно зональное строение. Выделяются зоны фельдшпатизации, пирит-вольфрамитовой минерализации, окварцевания, калишпатизации.

Молибденит в основном концентрируется в многочисленных кварцевых прожилках. Вкрапленность молибденита отмечается в дайках аплитов, в пегматитовых жилах и в окварцеванной породе. Содержание молибдена в рудных телах 0,1%, в товарной руде до 0,4%. Общие запасы руды на месторождении свыше 1 млн. т.

ВОЛЬФРАМ

Общие сведения

Кларк вольфрама 0,007%. Промышленное значение имеют следующие минералы вольфрама: вольфрамит — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$ (WO_3 76,5%), ферберит — FeWO_4 (WO_3 76,3%), гюбнерит — MnWO_4 (WO_3 76,6%), шеелит — CaWO_4 (WO_3 80,6%). За счет окисления вольфрамита и шеелита в зоне выветривания могут образоваться землистые массы желто-бурого, желтовато-зеленого, светло-желтого цвета — минералы тунгстит H_2WO_4 и ферритунгстит — $\text{Fe}_2(\text{OH})_4\text{WO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Гюбнерит при окислении образует псиломелановые скопления (тунгомелан). В ряде районов земного шара они располагаются вблизи горячих источников (Боливия, шт. Невада в США и др.). Главный потребитель вольфрама — металлургия. Добавка вольфрама в сталь (от 1 до 20%) резко повышает ее твердость, упругость, прочность, тугоплавкость и другие ценные качества. В сочетании с хромом, никелем, железом, кобальтом, цирконием, и другими металлами вольфрам (в виде карбида вольфрама) образует высококачественные сплавы, применяющиеся в металлообрабатывающей промышленности, горном деле и др. Значительное количество вольфрама потребляется в производстве специальных сталей, которые идут на изготовление режущих инструментов, рессор, пружин и др. В чистом виде вольфрам применяется главным образом в электроосветительной аппаратуре. Общие запасы WO_3 исчисляются на 1975 г. примерно в 1160 тыс. т (без СССР). Около 70% общих запасов приходится на долю промышленно развитых капиталистических стран. Крупные месторождения известны в Канаде, США, Корее, Австралии, Турции, в Боливии, Перу, Португалии, Таиланде и др. Вольфрамитовые руды подвергаются обогащению с целью получения концентрата, содержащего не менее 60% WO_3 , и удаления вредных примесей — фосфора, кремнезема, меди, серы, мышьяка. Конечным продуктом служит металлический вольфрам в порошке или ферровольфрам. Производство вольфрамитовых концентратов в 1975 г. составило 24 тыс. т. Основные потребители вольфрама — США, Япония и промышленно развитые страны Западной Европы. Месторождения Советского Союза на Северном Кавказе, в Приморье, Средней Азии, на Южном Урале, в Забайкалье, Магаданской области представлены часто комплексными рудами, из которых попутно извлекаются молибден, олово, висмут. Минимальное промышленное содержание вольфрама в рудах — от 0,3 до 1—2% (в среднем 0,7%), для комплексных руд требования снижаются. Для россыпей минимальным промышленным является содержание 400—1000 г/м³ вольфрамита. Цены на вольфрам на мировом рынке составляют от 7,6 до 8—10 долл. за 1 кг.

Генетические типы промышленных месторождений

Главные промышленные типы месторождений вольфрама — скарновые и гидротермальные месторождения. Значение россыпных месторождений относительно невелико.

Скарновые месторождения залегают среди гранат-пироксеновых и кварц-гранатовых скарнов и связаны с гипабиссальными гранитоидными интрузиями, контактирующими с известняками, сланцами, мраморами и другими породами. Оруденение может развиваться и внутри осадочной толщи в зонах разрывных нарушений, дробления и трещиноватости горных пород при отсутствии интрузивных массивов.

Рудные минералы в скарновых пласто- и линзообразных залежах представлены шеелитом, реже вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, сульфидами железа, меди, цинка. Иногда присутствуют минералы висмута. Генезис месторождений сложный: контактово-метасоматические процессы проходили многофазно, что обусловило формирование рудной минерализации в несколько стадий. Примеры месторождений скарнового типа в СССР — Майхура, Чорух Дайрон в Таджикистане. За рубежом известно крупное месторождение в Корее (Сангдон).

Гидротермальные месторождения подразделяются на формации: высокотемпературные кварц-вольфрамитовые и кварц-касситерит-вольфрамитовые, среднетемпературные кварц-сульфидно-гюбнеритовые и низкотемпературные киноварь-антимонит-ферберитовые месторождения.

Высокотемпературные кварц-вольфрамитовые и кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения связаны с грейзенизированными лейкократовыми гранитами. Рудные тела — жилы и зоны грейзенов — обычно залегают в верхней части массивов, реже в зоне экзоконтакта гранитов во вмещающих песчано-сланцевых породах. Минеральный состав руд: кварц, вольфрамит, касситерит, молибденит, шеелит, висмутин, топаз, турмалин и др. Месторождения комплексные и кроме вольфрама содержат в промышленных количествах молибден, олово и висмут. Их роль в добыче вольфрамовых руд значительна. В СССР месторождения расположены в Казахстане (Акчатау, Верхнекайрактинское и др.), Забайкалье (Букукинское и др.). За рубежом крупные месторождения известны в Юго-Восточном Китае, МНР и др.

Среднетемпературные кварц-шеелитовые, кварц-сульфидно-гюбнеритовые (вольфрамитовые) и карбонат-гюбнеритовые жильные и штокверковые месторождения образуют общие рудные поля с высокотемпературными месторождениями или встречаются самостоятельно. Характерная черта месторождений — приуроченность рудных жил к глубоким сколовым трещинам. Жилы в основном кварцевые, а также карбонатные. Минеральный состав руд: кварц, флюорит, гюбнерит, сульфиды меди, свинца и цинка. Изменение вмещающих пород выражено березитизацией. Примерами могут служить месторождения Дзидинского рудного поля в Бурятской АССР.

Низкотемпературные месторождения кварц-антимонит-ферберитовой формации встречаются обычно редко. Рудные жилы приурочены к зонам брекчирования и трещиноватости. Ферберит и шеелит слагают в них мелкие гнезда среди кварца, халцедона, антимонита. Встречается киноварь. В СССР известны месторождения на Кавказе

(Зопхито) и в Забайкалье (Бурун-Шивей), за рубежом — в США, Боливии, Перу.

Россыпные месторождения вольфрама обеспечивают не более 2% общей его добычи. Промышленное значение имеют некоторые россыпи касситерит-вольфрамитовые и вольфрамитовые; шеелитовые и гюбнеритовые россыпи редки. Большим распространением пользуются элювиальные россыпи, но обрабатываются они мало из-за незначительных масштабов. Элювиальные пески с обломками вольфрамовой руды (кварца с вольфрамитом, касситеритом и шеелитом) залегают над выходами кварцевых жил. Такие россыпи известны в СССР в Казахстане, где они обрабатывались на месторождении Караоба. Обломочные ферберитовые россыпи известны в Бирме, Боливии, Китае и др. Аллювиальные россыпи, более значительные по размерам, залегают в современных речных долинах. Длина россыпей достигает 5—8 км при ширине 100—200 м; мощность рудного пласта 1—2 м. Вольфрамит чаще встречается совместно с касситеритом. Аллювиальные россыпи разрабатываются в Малайзии, Индонезии, Бирме, Таиланде. Содержание вольфрамита и шеелита в этих россыпях колеблется от нескольких сот граммов до нескольких килограммов на 1 м³ песков. Наиболее интересные россыпные месторождения вольфрама в СССР расположены в пределах рудных полей в Забайкалье (Шерловогорское), в Бурятской АССР (Джидинское) и др.

Описание месторождений

Джидинское рудное поле объединяет группу рудных и россыпных месторождений, расположенных в отрогах Джидинского хребта (в Саянах). В строении рудного поля принимают участие осадочно-вулканогенные и интрузивные образования. Осадочно-вулканогенную толщу слагают нижнекембрийские плагиоклазовые порфириды и их туфы, метаморфические сланцы, туфопесчаники и известняки. Интрузивный комплекс представлен разнообразными и разновозрастными породами от ультраосновных (раннепалеозойских) до кислых (мезозойских). Оруденение связано с лейкократовыми гранитами и диоритами, а также дайками гранит-порфиров, аплит-порфиров и др. В пределах рудного поля развита система крупноплавающих жил мощностью 0,8—12 м и штокверков (рис. 59). Глубина распространения промышленного оруденения 450—600 м. Выделяется несколько типов жил: 1) кварц-ортоклазовые, залегающие среди интрузивных пород, с гюбнеритом; 2) кварц-гюбнеритовые, залегающие среди интрузивов или в непосредственной близости от них; 3) кварц-карбонатные с гюбнеритом и шеелитом на удалении от интрузий; 4) сульфидные с гюбнеритом, пиритом, галенитом, сфалеритом; 5) халцедонные с гюбнеритом и флюоритом. Жилы первых двух типов, содержащие главные запасы руд, представляют собой характерные высокотемпературные образования и сопровождаются грейзенизацией пород с развитием серицита, хлорита и пирита. Другие жилы соответствуют более низким температурам рудного процесса с развитием зон серпентинизации, каолинизации вмещающих пород.

Возраст оруденения определен в 140 млн. лет, что соответствует поздней юре. В районе месторождения давно известны делювиальные и аллювиальные россыпи, содержащие гюбнерит. Именно это послужило предпосылкой для поисков коренных тел и привело к открытию месторождения.

Месторождения массива Цзянси (Юго-Восточный Китай) известны как крупнейшие в мире. Площадь развития вольфрамового оруденения более 2000 км². Вольфрамовые, олово-вольфрамовые и оловянные месторождения залегают в гранитах верхнеюрского возраста и в ороговикованных осадочных породах. На месторождениях насчи-

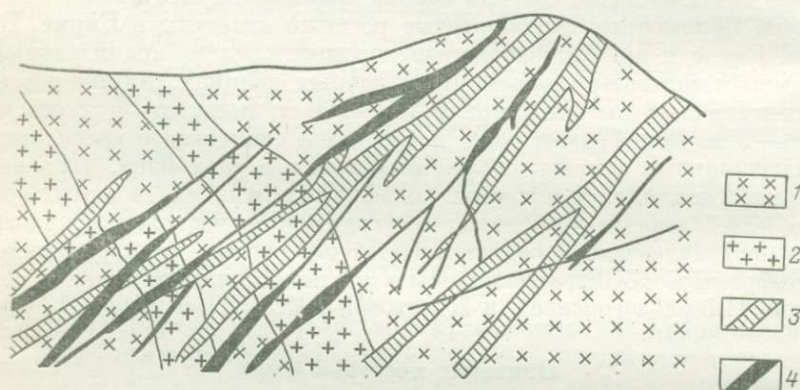


Рис. 59. Разрез Джидинского месторождения. По Н. Нефедову:
1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — лампрофиры; 4 — кварц-вольфрамитовые жилы

тываются десятки и сотни рудных кварц-вольфрамитовых жил. Протяженность их от нескольких сот метров до 1—1,5 км, мощность до 3—4 м. Кварц-вольфрамитовые жилы сопровождаются грейзенизацией вмещающих пород. Минеральный состав жил сложный: кварц, полевой шпат, мусковит, берилл, флюорит, турмалин, танталит-колумбит, шеелит, касситерит, и значительное количество вольфрамита. Содержание WO_3 — 3—4%.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕДЬ

Общие сведения

Кларк меди 0,01%. Известно более 240 минералов меди. Главные из них следующие: самородная медь, халькопирит — $CuFeS_2$, борнит — Cu_5FeS_4 , ковеллин — CuS , халькозин — Cu_2S , теннантит — Cu_3AsS_3 , тетраэдрит — Cu_3SbS_3 , энаргит — $Cu \cdot AsS_4$, куприт — Cu_2O , малахит — $Cu_2(CO_3)(OH)_2$, азурит — $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$, хризоколла — $CuSiO_3 \cdot nH_2O$. Медные руды делятся на два промышленных природ-

ных типа: сульфидные и окисленные руды. Почти 90% меди выплавляется из сульфидных руд, остальная часть приходится на самородную медь, карбонаты и другие вторичные минералы. Попутно с медью из сульфидных руд извлекаются молибден, никель, цинк, свинец, рений, кадмий, индий, висмут, теллур и другие ценные элементы, стоимость которых нередко превышает стоимость меди. Требования к медным рудам определяются типом руд и размерами месторождений. Монометалльные руды разрабатываются при минимальном содержании меди 1—2%. Комплексные руды крупных месторождений содержат 0,5% меди. По уровню производства и потребления медь среди других металлов занимает третье место (после железа и алюминия). Широкое применение ее основано на высокой электропроводности (в этом медь уступает только дорогостоящему серебру), теплопроводности, химической устойчивости, ковкости, тягучести. Более 50% меди потребляет электропромышленность — линии электропередач, токопроводящие детали электроаппаратуры и др. Медь используется в химическом машиностроении при изготовлении вакуум-аппаратов, котлов, холодильников, змеевиков. Широко используются сплавы меди с цинком (латунь), с оловом (бронза). Коррозионноустойчивая латунь — томпак — содержит до 88% меди. Получили распространение бронзы на основе меди и металлов (алюминия, свинца, марганца, бериллия и др.), характеризующиеся высокой прочностью. Самые прочные бериллиевые бронзы идут для производства специальных инструментов для работы во взрывоопасных цехах (они не искрят, как стальные). Сплавы меди и алюминия используются для изготовления деталей авиационных двигателей, турбин и др. Общие запасы меди в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах на 1975 г. составили 465 млн. т; 62% запасов приходится на долю развивающихся стран — Замбии, Заира, Перу и др. Разведаны новые месторождения в Мексике, Филиппинах, Панаме, Иране и др. Крупные месторождения меди имеются в Польше, Болгарии, ГДР, Румынии, Чехословакии, на Кубе. Производство медных концентратов в 1975 г. составило 5579 тыс. т (без СССР). Около 50% производства концентратов приходилось на развивающиеся страны. В СССР значительные запасы меди сосредоточены в месторождениях Урала, Казахстана, Средней Азии и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Промышленные месторождения меди относятся к следующим группам: магматическим, карбонатитовым, скарновым, гидротермальным, стратиформным. Основные промышленные типы в СССР — медистые песчаники, медноколчеданные и медно-порфировые месторождения, меньшее значение имеют медно-никелевые месторождения. В капиталистических и развивающихся странах главное значение имеют медно-порфировые, затем медистые песчаники и медноколчеданные месторождения.

Магматические месторождения представлены сульфидными медно-никелевыми (см. «Никель») и ванадий-железо-медными рудами. Ванадий-железо-медные месторождения существенной роли как источники меди не играют. Они представлены вкрапленными титаномагнетитовыми рудами в пироксеновых габбро (например, Волковское месторождение на Урале и др.). В рудах содержатся минералы: борнит, халькопирит, ванадийсодержащий титаномагнетит, реже пирротин и пирит.

Карбонатитовые месторождения как самостоятельный промышленный тип выделены недавно в связи с изучением месторождения Палабора в ЮАР, расположенного в массиве ультраосновных щелочных пород. Трубообразное тело месторождения размером 0,5—0,7 км в диаметре в центре сложено карбонатитами, а на периферии магнетит-оливин-апатитовыми породами. Медная минерализация представлена прожилками и зонами вкрапленности в карбонатитах. Среднее содержание меди 0,68%. В рудах постоянно присутствует магнетит (до 27%). На глубину 900 м рудное тело прослежено без признаков изменения формы, минерального состава руд и содержания меди. Это комплексное месторождение меди, фосфатного сырья и магнетита. В СССР промышленных карбонатитовых месторождений пока не выявлено, но примесь меди в карбонатитовых массивах Сибири и Кольского полуострова установлена.

Скарновые месторождения залегают в экзоконтактах гранитоидных интрузий на границе их с известняками и с известковистыми терригенными породами. Размеры рудных тел небольшие, форма сложная гнездовая и линзовидная. Рудные минералы представлены халькопиритом, пирротином, магнетитом, породообразующие — гранатом, пироксеном, эпидотом, кальцитом, кварцем и др. Содержание меди обычно высокое, распределение в рудах крайне неравномерное. Скарновые месторождения не играют большой роли в сырьевой базе меди СССР и мира. К этому типу в СССР относятся уже отработанные месторождения Урала (Турьинская группа), месторождения Казахстана (Саяк I) и Киргизии (Курутегерекское); за рубежом — в США (Бисби и др.), Мексике (Кананеа) Румынии (Банат) и др. В промышленных концентрациях медь иногда отмечается в скарновых железорудных (Соколовско-Сарбайское на Урале) и шеелитовых месторождениях (Средняя Азия, Якутия, Приморье).

Гидротермальные месторождения представлены медно-порфировыми, кварц-сульфидными, самородной меди и колчеданными.

Медно-порфировые месторождения имеют исключительно важное значение в общей добыче меди. Представлены они крупными штокверками, залегающими во вторичных кварцитах. Месторождения пространственно и генетически связаны с кислыми плутонами гранитов, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и др. Форма рудных тел часто контролируется системами трещин (удлиненными, концентрическими, кольцевыми и др.). Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, иногда молибденитом. Руды

вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездовые. Благодаря крупным размерам и простым условиям залегания даже при сравнительно низком содержании меди (0,4—1,2% — в первичных рудах и до 2% в зоне вторичного сульфидного обогащения) медно-порфиновые месторождения имеют высокую промышленную ценность. Из руд кроме меди извлекаются молибден, теллур, селен, рений. В СССР медно-порфиновые месторождения находятся в Казахстане (Коунрад, Бошекуль и др.), Узбекистане (Алмалык и др.), Армении (Каджаран) и др. За рубежом крупные месторождения известны в Чили (Чукикамата), Перу (Токепала), США (Бингем), Афганистане, Иране и др.

Жильные кварц-сульфидные месторождения меди распространены довольно широко, но крупные промышленные месторождения встречаются редко. Форма рудных тел—сложные ветвящиеся жилы, прожилковые и прожилково-вкрапленные зоны. По простиранию и падению они прослеживаются на сотни метров при мощности в несколько десятков сантиметров. Основные рудные минералы — халькопирит, борнит, магнетит, пирит. Жильные кварц-сульфидные месторождения являются гидротермальными среднетемпературными образованиями малых глубин. В рудах присутствуют селен, теллур, и другие металлы. Примером может служить месторождение Кафан в Армении.

Месторождения самородной меди встречаются редко и залегают в эффузивах и субвулканических телах. Наиболее известны месторождения района оз. Верхнего в США, которые разрабатываются с середины прошлого столетия и дали за это время около 5 млн. т меди. Рудное поле представляет собой серию покровов докембрийских базальтов с линзами конгломератов. Самородная медь выполняет миндалины, трещины в верхних частях покровов базальтов и в линзах конгломератов и образует пластообразные залежи и жилы причудливых форм. Их размещение, форма и размеры контролируются проницаемостью пород. В СССР известны небольшие проявления самородной меди в палеогеновых эффузивах Азербайджана, в девонских вулканогенных отложениях Казахстана.

Колчеданные месторождения — весьма важный промышленный тип. По минеральному и вещественному составу они подразделяются на медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные. В медноколчеданных месторождениях главные полезные компоненты — медь, цинк, сера. В колчеданно-полиметаллических рудах меди иногда меньше, чем свинца. В серноколчеданных рудах главный полезный компонент — сера (пирит). Медноколчеданные месторождения представляют собой среднетемпературные образования малых глубин и залегают обычно среди вулканогенных пород — порфиритов, андезитов, сиплитов, керагофиров, туфобрекчий и туфов. На многих месторождениях устанавливается пространственная связь рудных тел с небольшими субвулканическими интрузивными массивами кварцевых порфиров, альбитофиров, гранодиорит-порфиров, диабазов. Интрузивные массивы располагаются вдоль протяженных глубинных разломов. Отмечается приуроченность месторождений к

вулканическим постройкам. Форма рудных тел — линзо- и лентообразная. Минеральный состав первичных руд: пирит, халькопирит, сфалерит, иногда пирротин, борнит, галенит и блеклые руды. Второстепенные минералы представлены халькозином, арсенопиритом, молибденитом, аргентитом и др. Нерудные минералы — серицит, хлорит, кварц, барит, кальцит и др. На выходах колчеданных руд образуются «железные шляпы», состоящие из гидроокислов железа с остатками первичных сульфидов, гнездами малахита, азурита, хризоколлы и др. Вмещающие породы серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы. Условия образования медноколчеданных месторождений рассматриваются с разных точек зрения. Одни исследователи считают, что медноколчеданные руды возникли в процессе подводной вулканической деятельности, а месторождения сингенетичны вмещающим породам (В. И. Смирнов, Н. С. Скрипченко и др.), другие, что руды образовались гидротермально-метасоматическим путем после окончания вулканической деятельности. В СССР медноколчеданные месторождения распространены широко. Особенно выделяется Уральский медноколчеданный пояс с разнообразными месторождениями, связанными с герцинским вулканизмом (Красноуральское, Дегтярское, Учалинское, Гайское, Сибайское и др.). На Кавказе этот тип месторождений представлен Урупским и др. Кроме того, там установлен новый тип медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в песчано-сланцевых юрских флишоидных толщах (Филизчай, Кизил-Дере). Особая роль среди колчеданно-полиметаллических месторождений должна быть отведена месторождениям Рудного Алтая. В некоторых из них медь — главный промышленный компонент. За рубежом медноколчеданные месторождения известны в Испании (Рио-Тинто), Югославии (Бор), Турции (Эргани-Маден), а также в Японии, США, Канаде и др. Руды комплексные, из них кроме меди попутно извлекают цинк, золото, серебро, элементы-примеси — кадмий, селен, теллур, германий, таллий, галлий. Пирит, содержащийся в рудах, служит сырьем для производства серной кислоты.

Стратиформные месторождения медистых песчаников играют большую роль в мировом балансе меди. Пластовая форма и крупные размеры рудных тел, высокое содержание меди (до 6% и более), равномерное распределение полезных компонентов в рудах, их комплексность определили месторождениям медистых песчаников особое место среди медных месторождений СССР и за рубежом. Рудные тела сложены вкрапленными халькопирит-борнит-халькозиновыми рудами и залегают среди серых и красных песчаников с карбонатным цементом, который замещается сульфидами. Оруденелые участки пространственно не связаны с интрузивными массивами, гидротермальные изменения вмещающих пород слабые. На этом основывается гипотеза об осадочном происхождении месторождений медистых песчаников. В то же время ряд фактов свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. К. И. Сатпаев и другие исследователи отводят главную роль в формировании месторождений структурным факторам и гидротермальной деятельности. Примеры месторождений

в СССР — Джекказганское (Казахстан) и Удоканское (Сибирь). За рубежом известен богатый Медный пояс Замбии, месторождения в Заире, Польше, ГДР и др.

Описание месторождений

Медно-порфировое месторождение Алмалык расположено в Кураминском хребте Западного Тянь-Шаня. Район сложен карбонатными и вулканогенными породами верхнего девона — среднего карбона и интрузивным комплексом с преобладанием сиенит-диоритов. Сиенит-диориты прорываются штоками гранодиорит-порфиров. Более молодые интрузивные образования — жилы темных по цвету гранодиорит-порфиров. Интрузивные породы изменены гидротермальными процессами: хлоритизированы, серицитизированы, окварцованы; сиенит-диориты превращены во вторичные кварциты. Промышленное оруденение приурочено к измененным интрузивным породам и главным образом к сиенит-диоритам. Рудное тело — штокверк, границы которого определяются по данным опробования. На глубину оруденение фиксируется на сотни метров. Рудные прожилки и вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, молибденита развиты интенсивно на участках дробления и трещиноватости пород в зонах разломов. Характерные структуры руд — гипидиоморфнозернистая, порфиroidная, пластинчатая, а текстуры — прожилковая и вкрапленная. Процесс формирования руд был стадийным: более ранними являются медно-молибденовые жилы (до 1 м мощностью) и прожилки. Более поздняя, собственно медная (халькопиритовая) стадия представлена крутопадающими зонами прожилково-вкрапленных руд мощностью от 3—4 до 8—10 м. Зоны выщелачивания и окисления на месторождении сложены зеленоватыми и бурыми измененными сиенит-диоритами и гранодиорит-порфирами. В зоне окисления главный минерал — малахит, встречаются хризоколла, бирюза и другие силикаты меди. Зона вторичного сульфидного обогащения развита слабо, в ней присутствуют халькозин и ковеллин, а также пирит, магнетит, молибденит и др. Основные запасы месторождения приурочены к зоне первичных руд. Главные рудные минералы первичных руд — пирит, халькопирит, магнетит, молибденит; присутствуют галенит, сфалерит, антимонит и др. Промышленную ценность в основном представляет халькопирит. Молибденит содержит постоянную примесь рения.

Джекказганское месторождение медистых песчаников расположено в пределах крупной синклиальной структуры (мульды) герцинского возраста, осложненной куполообразными антиклиналями. Продуктивная джекказганская свита сложена пластами ритмично чередующихся серых и красных песчаников, алевролитов с прослоями конгломератов (рис. 60). Медная минерализация фиксируется только в серых песчаниках; содержание меди в них выше, чем в красноцветных. Число оруденелых пластов серых песчаников более 25, из них около 20 содержат промышленное оруденение. Они объединены в девять рудоносных горизонтов, где рудные прослои, приуроченные к одному стратиграфическому горизонту, группируются в залежи.

В верхних горизонтах встречаются лентообразные тела длиной до нескольких километров при ширине 50—100 м. Четких границ рудные тела не имеют. Более богатые части рудных тел приурочены к сводовой части куполов и к флексурам. Руды сложены халькопиритом, борнитом и халькозином. Наблюдается зональность в распределении рудных минералов: в верхних горизонтах преобладает халькопирит, затем появляется борнит, на глубине он сменяется халько-

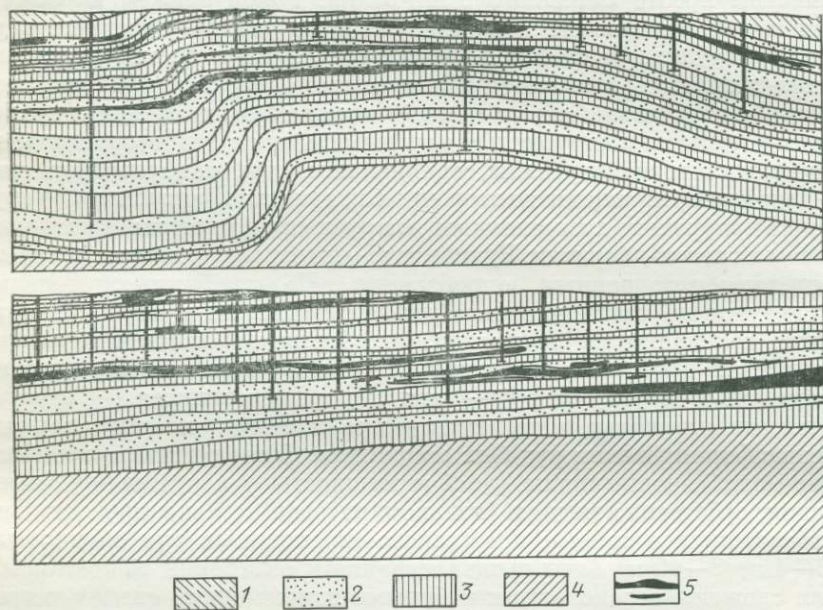


Рис. 60. Геологические разрезы Джезказганского месторождения. По К. И. Сатпаеву:

1 — нижнепермская красноцветная толща; 2 — рудоносные серые песчаники; 3 — безрудные красноцветные песчаники и аргиллиты; 4 — нижнепермские песчаники и известняки; 5 — рудные тела

зином. Здесь же установлены повышенные концентрации свинца и цинка, в борните присутствует рений. На месторождении открыт собственно рениевый минерал — джезказганит. Руды в основном вкрапленные, жильный тип встречается в зонах дробления и трещиноватости. Выделяются медные, комплексные (медно-цинковые, медно-свинцовые и др.), цинковые, свинцово-цинковые и свинцовые руды. Основную ценность представляют медные руды. Они делятся на сульфидные, окисленные и смешанные. Комплексные (полиметаллические) руды имеют самостоятельное значение. Единого мнения о генезисе Джезказганского рудного поля нет. Выдвигают две гипотезы, общие для всех месторождений медистых песчаников: осадочную и гидротермальную.

Удюканское месторождение сложное и интересное по геологическому строению и генетическим особенностям. Находится оно на

севере Читинской обл., в горном хр. Удокан. Рудные тела залегают среди метаморфизованных терригенных отложений нижнего протерозоя, представленных серыми кварцитовидными известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов и темно-серых филлитовидных пород. Месторождение расположено в пределах крупного синклинория. Породы образуют опрокинутую синклиналию складку, осложненную разрывными нарушениями и дайкой габбро-диабазов (рис. 61). Рудоносные серые песчаники представляют собой сливные плотные породы, содержащие в цементе сульфиды меди — халькозин и борнит. Мощность рудной пачки изменяется от 20 до 140 и 330 м. Форма рудных тел пластовая и линзообразная, иногда более сложная, рассланцованная. Длина отдельных рудных тел достигает 2—

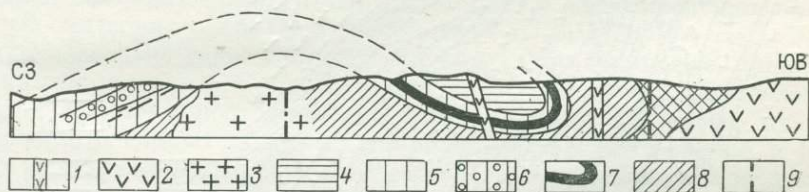


Рис. 61. Разрез Удоканского месторождения. По Ф. П. Кренделеву, Н. Н. Бакуи и др.:

Нижний протерозой: 1 — дайки габбро-диабазов; 2 — габбро-порфиты; 3 — гранодиориты, граниты; 4 — алевролиты, аргиллиты, песчаники; 5 — косослоистые песчаники; 6 — конгломераты; 7 — рудоносный горизонт; 8 — косослоистые песчаники; 9 — разрывные нарушения

3 км. Главные рудные минералы — халькозин, борнит и халькопирит, распространены пирит, магнетит, гематит; второстепенные — молибденит, пирротин, сфалерит, марказит, кобальтин и др. Рудоносные слои несут следы гидротермальных изменений: мусковитизации, турмалинизации, альбитизации, эпидотизации, хлоритизации и др. На участках более интенсивной хлоритизации преобладают халькозин и борнит. Текстуры руд вкрапленные, полосчатые, реже массивные и прожилковые. По минеральному составу выделяются борнит-халькозиновые, пирит-халькопиритовые и пирит-халькозиновые медные руды. Из примесей в них содержится только незначительное количество серебра. По генезису месторождение относится рядом исследователей к осадочным, претерпевшим затем метаморфизм. Другие же придерживаются мнения о низкотемпературном гидротермальном процессе образования меди.

Гайское медноколчеданное месторождение находится на Южном Урале и приурочено к вулканическому куполу в южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Месторождение сложено эффузивно-осадочными, пирокластическими и лавовыми образованиями ниже-среднедевонского возраста (рис. 62). Надрудная толща представлена лавами и туфами диабазовых порфиритов, туфами смешанного состава. Рудоносная толща сложена туфами, туфобрекчиями и туфоагломератами липарит-дацитового и андезитового составов с включением лав липаритов и андезитов. На месторожде-

нии широко развиты дайки и силлы габбро-диабазов. Центральная часть вулканического купола сложена гидротермальными кварц-серицитовыми метасоматитами. Оруденение располагается среди этих пород в пределах тектонической зоны близмеридионального простирания. На месторождении выявлено более 50 рудных тел в форме линз, жил, штокообразных и других залежей, вытянутых в меридиональном направлении, падающих круто на восток. Вертикальный

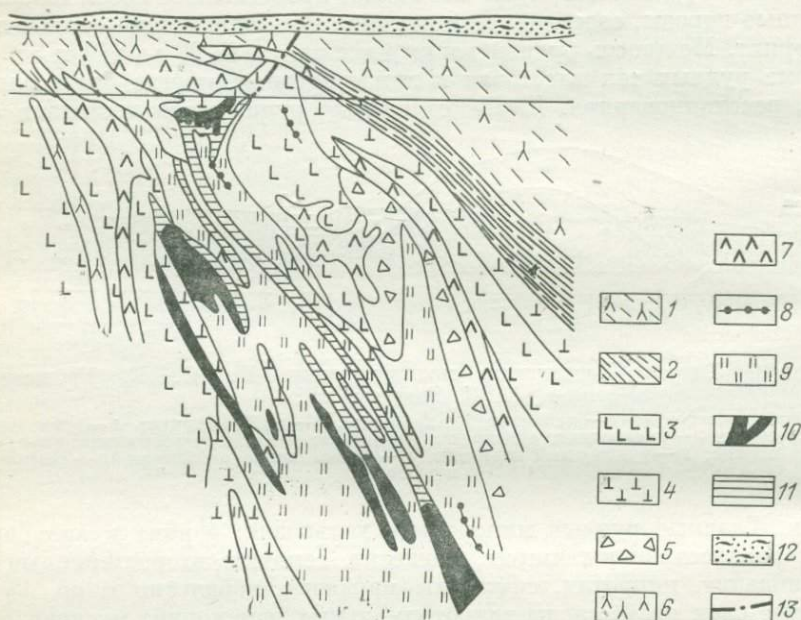


Рис. 62. Геологический разрез Гайского месторождения (северный участок).
По В. И. Смирнову:

1—2 — верхняя (надрудная) толща: 1 — лавы, туфы и агломераты плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых диабазовых порфиров; 2 — слоистые туфы смешанного состава; 3—5 — рудовмещающая (нижняя) толща: 3 — туфы, туфоагломераты и туфобрекчи липарит- и андезит-дацитового состава с лавами того же состава, 4 — субвулканические кварцевые липарит-дациты и их туфы, 5 — эксплозивные брекчи смешанного состава; 6 — плагиоклазовые диабазовые порфиры; 7 — габбро-диабазы (силлы, дайки), 8 — афировые миндалекаменные диабазы; 9 — кварц-серицитовые и кварцевые метасоматиты; 10 — сплошные колчеданные руды; 11 — вкрапленные руды; 12 — мезокайнозойские рыхлые песчано-глинистые отложения; 13 — разрывные нарушения

размах оруденения значителен (до 1500 м). Руды представлены сплошными, массивными и вкрапленными типами. Выделяются медные, медно-цинковые и серноколчеданные руды. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, борнитом. Присутствуют примеси — теллуриды свинца, арсенипирит, пирротин, марказит и др. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом, серицитом, хлоритом. Глубина зоны окисления различная (от 10 до 100 м), сложена она гидроксидами железа и вторичными сульфидами.

СВИНЕЦ И ЦИНК

Общие сведения

Свинец и цинк в природе обычно встречаются совместно, образуя месторождения свинцово-цинковых (полиметаллических) руд. Кларк свинца 0,0016%, цинка 0,01%. Главный минерал свинца — галенит — PbS , следует назвать также буланжерит — Pb_5SbS_3 , бурнонит — $CuPbSbS_3$ и джемсонит — $Pb_4FeSb_6S_{14}$. В зоне окисления распространены промышленные минералы: церуссит — $PbCO_3$, англезит — $PbSO_4$ и другие, вторичные соединения свинца. Основные минералы цинка: сфалерит — ZnS и вюртцит — ZnS ; в зоне окисления образуются смитсонит — $ZnCO_3$ и каламин — $Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$. Выделяют несколько типов свинцово-цинковых руд: свинцовые, цинковые, свинцово-цинковые и полиметаллические. Главное промышленное значение имеют последние два типа. Свинцово-цинковые руды в качестве основных полезных компонентов содержат свинец и цинк и в значительных количествах серебро. Полиметаллические руды в промышленных концентрациях содержат свинец, цинк, медь, в качестве примесей — кадмий, германий, индий, галлий, иногда кобальт, никель, висмут, сурьму, мышьяк, селен, олово и другие ценные металлы. В зависимости от преобладающих металлов выделяются типы руд: свинцово-цинково-оловянные, свинцово-цинково-оловянно-молибденовые и др. По содержанию свинца и цинка и сопутствующих элементов выделяют сорта — богатые полиметаллические руды, рядовые и бедные. В богатых рудах содержится (в %) свинца более 5, или свинца и цинка более 7, в рядовых — свинца 2—5 или свинца и цинка 4—7, в бедных — свинца 1—2 или свинца и цинка 3—4. Требования промышленности к качеству свинцово-цинковых руд зависят от типа и условий разработки месторождения. Минимальное промышленное содержание свинца в преимущественно свинцовых рудах 3%, цинка в цинковых рудах 5%. В свинцово-цинковых рудах с примесью кадмия и других элементов содержание свинца должно быть не ниже 1%, цинка 2%. Для комплексных полиметаллических руд требования по содержанию главных полезных компонентов снижаются.

Ценные качества свинца — мягкость, ковкость, антифрикционные свойства — обусловили его широкое применение в производстве аккумуляторов, труб для корродирующих жидкостей, покрытий электролизных ванн, подшипниковых сплавов и др. Свинец используется в рентгенотехнике и атомной промышленности. Цинк применяется в производстве сплавов: с оловом и медью, он входит в состав бронз, с никелем — в состав мельхиора. Сплав цинка со свинцом, оловом и сурьмой называется баббитом и типографским металлом. Сплавы используются в авиационном, машиностроении, приборостроении. Мельхиор идет для изготовления художественных изделий, медицинских инструментов и др. Основным потребителем цинка в последнее время стала автомобильная промышленность (производство цинковых отливок). Цинк используется для оцинкования листового желе-

за, труб, телеграфного провода, в производстве цинковых белил. Общие запасы свинца (без СССР) в 1975 г. оценивались в 135 млн. т, цинка 214 млн. т. В месторождениях промышленно развитых капиталистических стран заключено 84% разведанных запасов свинца и 78% запасов цинка. Особо значительны запасы (60% от общего числа разведанных) трех стран—США, Австралии, Канады. Крупными запасами располагают Мексика, Перу, Испания, ФРГ, Ирландия, Иран, Индия, ЮАР. К весьма крупным относятся месторождения с разведанными запасами свинца и цинка свыше 2 млн. т, к крупным от 600 тыс. т до 2 млн. т, к средним от 200 до 600 тыс. т и к мелким — менее 200 тыс. т. Производство свинцовых концентратов в 1975 г. достигло 2,4 млн. т, цинковых — 4,39 млн. т (без СССР). В СССР месторождения свинца и цинка находятся в Казахстане (Ленинское, Зыряновское, Жайремское, Ачисай и др.), в Средней Азии (Карамазар, Алтын-Топкан, Кансай и др.), на Дальнем Востоке (Дальнегорское), на Кавказе (Садон, Эгид). Цены на свинец и цинк на мировом рынке в 1975 г. составляли 474 долл. за 1 т свинца и 745 долл. за 1 т цинка.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди полиметаллических месторождений по генезису выделяют следующие группы: скарновая, карбонатитовая, гидротермальная, колчеданная, стратиформная и метаморфогенная. Промышленные месторождения относятся в основном к скарновой, гидротермальной, колчеданной и стратиформной группам. Лучше изучены по генезису и условиям залегания гидротермальные и скарновые месторождения. Они встречаются среди осадочных, вулканогенно-осадочных, интрузивных и метаморфических пород, образуя характерные рудные формации.

Скарновые месторождения формируются в зонах тектонических контактов карбонатных пород с кислыми интрузивами (гранодиоритов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров и др.). Руды сложены типичными скарновыми минералами (диопсидом, авгитом, геденбергитом, гранатом) и сульфидами свинца и цинка. Полиметаллическое оруденение более позднее по времени, чем скарны. Рудные тела имеют форму сложных гнездо- и трубообразных залежей и жил, сложены богатыми и вкрапленными рудами. Минеральный состав руд: пирит, пирротин, сфалерит, галенит. Кроме свинца и цинка в рудах содержится медь, висмут, кадмий и индий (в сфалерите). Представители скарновых месторождений в СССР—Дальнегорское (Дальний Восток), Алтын-Топкан, Кансайское, Дарбаза (Таджикская ССР) и др. За рубежом известны месторождения в Мексике (Эль-Потоси), США (Лоуранс), Югославии (Тренча) и др.

Колчеданные месторождения относятся к вулканогенным образованиям и по условиям накопления рудного вещества разделяются на вулканогенные гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные (В. И. Смирнов). Месторождения залегают среди метаморфизованных вулканогенных пород: кварц-хлоритовых, кварц-

хлорит-серицитовых и других сланцев, альбитофиров, порфиров, их туфов и осадочных — песчано-глинистых сланцев, известняков, конгломератов. Рудные тела пластообразной и линзовидной формы залегают на контакте различных по литологическому составу пород, в зонах трещиноватости, на крыльях складок. Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Из нерудных минералов присутствуют барит, кварц, флюорит. Кроме свинца и цинка из руд извлекают медь, кадмий, серу, рассеянные элементы и др. Ключевые свинцово-цинковые месторождения в СССР развиты на Рудном Алтае (Тишинское), Кавказе (Филизчай), в Узбекистане (Хандиза), Центральном Казахстане (Жайремское) и др. За рубежом они известны в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах Австралии, Испании, Канады, Турции, ФРГ и др.

Стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд залегают обычно в карбонатных породах. Руды формируются одновременно с вмещающими их известняками и доломитами, определенную роль в рудообразовании играют, по мнению исследователей, подземные горячие минерализованные воды. Они создают более поздние, эпигенетические рудные залежи в зонах разломов. Пластообразные и секущие залежи сплошных и дисперсных руд сопровождаются окварцеванием, доломитизацией и баритизацией известняков и доломитов. Примерами стратиформных месторождений могут быть месторождения хр. Каратау в Казахстане, месторождения Узбекистана и Киргизии; за рубежом к ним относятся месторождения США (долина р. Миссури и др.), Канады (Пайн-Пойнт), Италии (о. Сардиния), Польши (Верхняя Силезия) и др. Некоторые исследователи гипотезу об осадочном происхождении месторождений этого типа не разделяют и относят их к гидротермальным низкотемпературным.

Гидротермальные жильные месторождения располагаются обычно в гранитоидах. Жилы и серии жил (жильные поля), минерализованные рудные зоны приурочены к тектоническим трещинам, к зонам сильнотрещиноватых и раздробленных пород. Жилы состоят из кварца и рудных минералов — галенита, сфалерита, халькопирита, иногда пирротина и блеклой руды. Руды массивные и вкрапленные, содержат незначительные запасы металлов. Жилы относятся к среднетемпературным образованиям. Примеры жильных месторождений в СССР — Садон, Эгид, Фиэгдон и др. на Кавказе, Дарасунское в Забайкалье; за рубежом — месторождения в ГДР (Фрейберг), Чехословакии (Пшимбрам) и др.

Карбонатитовые месторождения представлены сложными по форме залежами сульфидных свинцово-цинковых руд в гидротермально измененных известняках и доломитах. Месторождения формируются под воздействием метасоматических процессов при благоприятных структурных и литологических предпосылках: наличии складчатых и разрывных нарушений, а также горизонтов пород, поддающихся замещению. Главные вторичные изменения пород — окварцевание и доломитизация. Рудные тела приурочены к гидротермально-метасоматическим магнезито-доломитам. Форма рудных тел сложная, трубообразная, размеры невелики. Минеральный со-

став руд: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит; встречаются марказит, блеклые руды, антимонит, касситерит, пирротин. Кроме свинца и цинка в рудах присутствуют олово, таллий, индий, кадмий, мышьяк, сурьма. Примеры месторождения в Забайкалье (Нерчинская группа), за рубежом месторождения Мексики, Перу, США.

Метаморфизованные месторождения размещаются в древних метаморфических комплексах пород докембрийского возраста в зонах складчатости, осложненных сколовыми трещинами и рассланцеванием пород. Породы и руды месторождений сильно изменены процессами метаморфизма и первичный облик их трудно распознаваем. Форма рудных тел — расплющенные линзы с катакластическими структурами руд. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит и пирротин. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами, хлоритом, мусковитом, серицитом, гранатом, эпидотом. Вмещающими породами являются кварц-хлорит-известковистые, амфибол-магнетитовые скарноиды, кварц-карбонатные породы и кварциты. Месторождения содержат богатые свинцово-цинковые и цинково-свинцовые руды, а также элементы-примеси — германий, индий, таллий, кадмий и др. Примеры месторождений этого типа в СССР — Холоднинское, Горевское и др. в Сибири. За рубежом известно крупное месторождение Брокен-Хилл в Австралии и др.

Описание месторождений

Кансайское месторождение находится в Таджикской ССР. Рудное поле сложено известняками верхнего девона — нижнего карбона и верхнекаменноугольными эффузивами, близкими по составу к кварцевым дацитам (рис. 63). Известняки интенсивно смяты и прорваны массивом гранодиоритов, штоками сиенит-порфиров и дайками диабазовых порфиритов. Возраст интрузивных тел среднекарбонный — пермский. На контакте известняков и гранитоидов в скарнах развита вкрапленная свинцово-цинковая минерализация. Главные промышленные рудные тела находятся в центральной части известняковой гряды. Они приурочены к сколовым трещинам северо-восточного простирания в зоне Бирюзового разлома. Рудные тела имеют трубообразную сложную форму, изобилуют алофизами. Их размеры в поперечнике достигают нескольких сот метров. Рудовмещающие скарны сложены пироксенами, гранатами, геденбергитом. Для рудных тел характерна многостадийность в формировании минеральных ассоциаций и зональность оруденения. Галенитом и сфалеритом обогащены верхние части рудных тел (до глубины 150 м), в нижних частях преобладает пирит, вплоть до появления сплошных колчеданных скоплений. Структуры руд с глубиной также изменяются: крупно-среднезернистые полиметаллические руды становятся мелко-тонкозернистыми. Месторождение относится к высокотемпературным скарновым.

Жайремское месторождение, расположенное в западной части Центрального Казахстана, относится к так называемому атасуйскому типу месторождений, для которого, по Г. Н. Щербе, установлено

сочетание пластовых железо-марганцевых и цинковых руд с гидротермальными барит-цинково-свинцовыми. Оруденение приурочено к пачке углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных и других вулканогенно-осадочных пород фаменского яруса верхнего девона (рис. 64). Магматических пород на месторождении мало и представлены они субвулканическими телами трахитовых порфиритов. В структурном отношении месторождение представляет собой брахиантиклиналь-

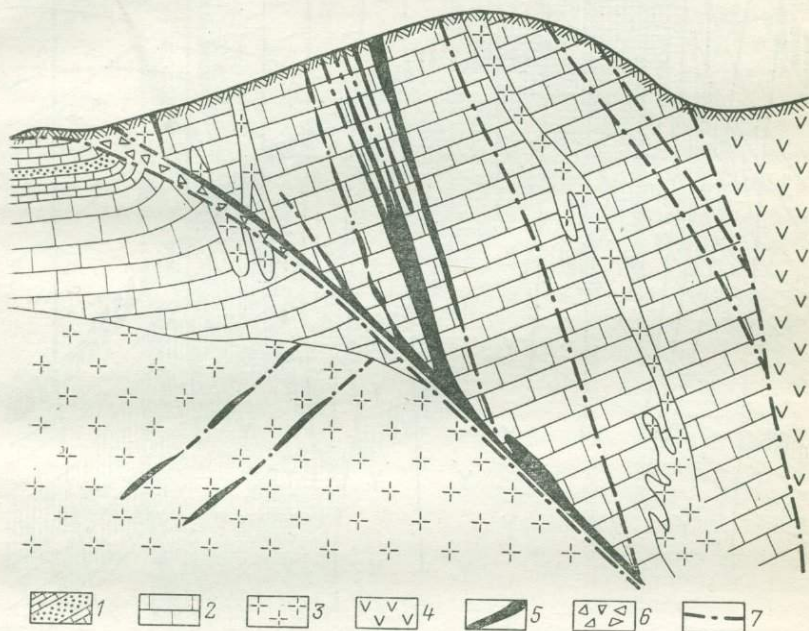


Рис. 63. Разрез Кансайского месторождения. По В. Н. Крушину и Ш. Х. Рахимову:
 1 — осадочные породы мезо-кайнозоя; 2 — известняки D_3-C_1 ; 3 — гранитоиды; 4 — дациты; 5 — рудные тела; 6 — тектоническая брекчия; 7 — разрывные нарушения

ную складку, с севера и юга ограниченную скрытыми разломами субширотного простирания. Оруденение проявляется в виде пакетов из прослоек тонкодисперсного пирита и сфалерита, кварц-кальцитовых и кварц-кальцит-баритовых жил и линз с вкрапленностью и гнездами сфалерита и галенита. Отмечаются также тонкие прослой гематита, магнетита, железистых яшм и кремнистых известняков. Мощность пакетов и прослоев от миллиметров до 1,5 м. Оруденение в основном сингенетично с вмещающими породами. Рудные прослои строго стратифицированы, окolorудные изменения вмещающих пород отсутствуют. Кварц-барит-кальцитовые жилы относятся к более позднему этапу оруденения — эпигенетическому. Форма сингенетических рудных тел пластообразная. Мощность пластов 5—25 м. Эпигенетические рудные тела линзообразной формы располагаются в зонах дробления, в замках складок. Среди сингенетических руд раз-

личают железные, железо-марганцевые и цинковые; эпигенетические руды представлены цинк-баритовыми, свинцово-баритовыми, свинцово-цинк-баритовыми и баритовыми. При общем незначительном содержании примесей в сингенетических рудах отмечены кадмий, индий, висмут, никель, мышьяк, галлий, таллий и германий и др.

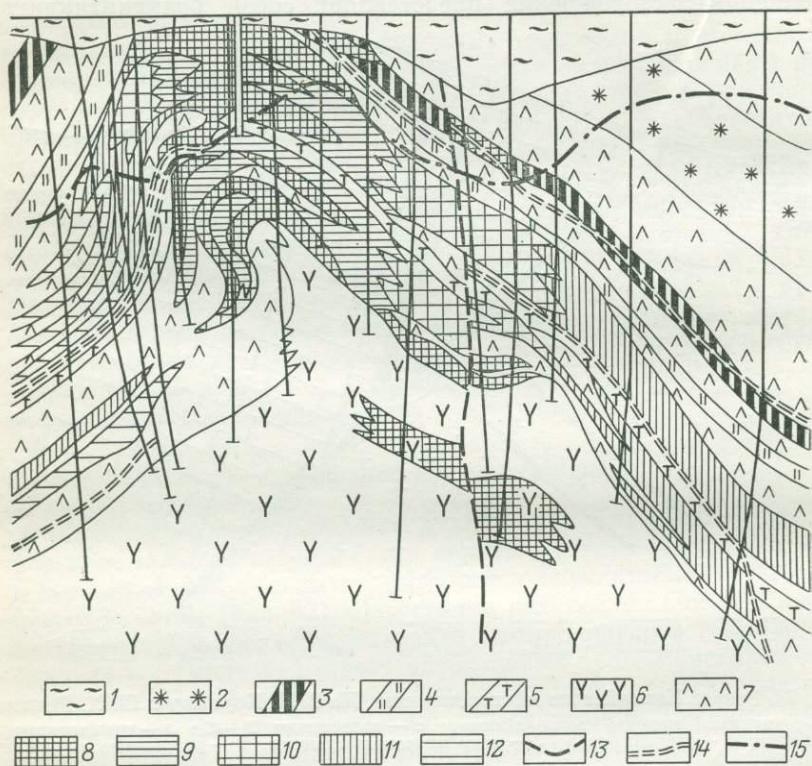


Рис. 64. Геологический разрез Западного участка Жайремского месторождения. По А. Рожнову:

1 — кайнозойские глины и пески; 2 — пачка красноцветных известняков; 3 — горизонт слоистых железных руд; 4 — горизонт углисто-кварц-полевошпатовых пород (маркирующий горизонт); 5 — горизонт туфогенно-осадочных пород; 6 — калишпатовые (трахитовые) порфиры; 7 — кварцевые и кварц-пиритовые метасоматиты (зона 1); 8 — баритовые метасоматиты (зона 1); 9 — свинцово-баритовые руды (зона 2); 10 — барит-свинцово-цинковые руды (зона 3); 11 — свинцово-цинковые руды со слабой баритизацией (зона 4); 12 — свинцово-цинковые руды первого этапа (зоны 5 и 6); 13 — разрывные нарушения; 14 — послонные срывы; 15 — нижняя граница коры выветривания

В эпигенетических рудах фиксируются также ртуть, сурьма и кобальт; отсутствуют мышьяк, таллий, германий. Текстуры сингенетических руд слоистые и вкрапленные. Структуры руд — глобулярная (по пириту) и колломорфная. В эпигенетических рудах распространены полосчатые текстуры, а также брекчиевидные; среди структур преобладают кристаллически-зернистые и коррозионные.

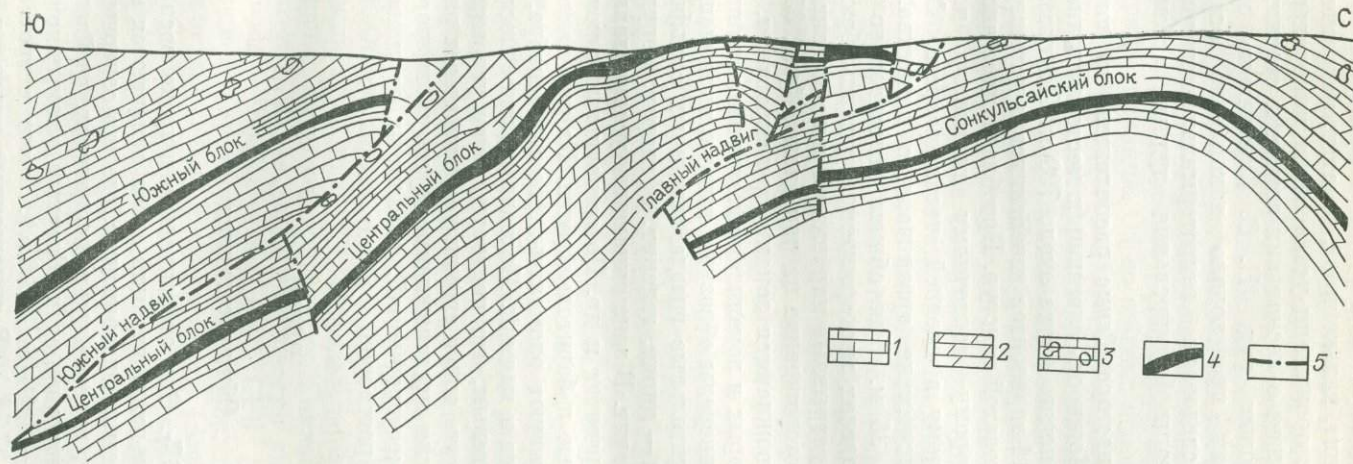


Рис. 65. Разрез Миргалимсайского месторождения. По материалам Миргалимсайской ГРП; из книги «Рудные месторождения СССР», т. 2, под редакцией В. И. Смирнова:
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения

В свинцово-цинковых и баритовых рудах распространены минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, гематит, магнетит, марказит, блеклые руды. На месторождении установлена минеральная зональность, свидетельствующая о нескольких этапах и стадиях формирования свинцово-цинковых руд (Н. С. Скрипченко и др.). В седиментационный этап происходило накопление осадков и их диагенезис. Далее следовали гидротермально-метасоматический и гидротермальный этапы формирования рудных ассоциаций минералов.

Миргалимсайское месторождение расположено на юго-западном склоне хр. Каратау. Мощность слагающих месторождение известняков и доломитов фаменского яруса около 700 м. По литологическим признакам выделяют 11 горизонтов известняков и доломитов массивной, ленточной и комковатой текстур. Преобладающее число рудных тел приурочено ко второму ленточному горизонту доломитов и известняков, залегающему в средней части разреза. Особенность этого горизонта — присутствие органического вещества. Мощность горизонта от 2—4 до 26 м. При общем относительно спокойном залегании пород в пределах месторождения развиты брахиантиклинальные структуры и разрывные нарушения типа надвигов и взбросов, расчленяющие месторождение на ряд блоков (рис. 65). Разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчирования, смятия и трещиноватости, в которых и локализуются рудные тела пластообразной формы. Рудные минералы образуют тонкую вкрапленность, прожилки и редко незначительные гнезда сплошных сульфидов. Главные рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит; нерудные минералы — карбонаты и барит. В зоне окисления установлены англезит, смитсонит, каламин, аргентит и др. По составу выделяются свинцовые, свинцово-баритовые и баритовые руды. Из руд извлекают свинец и барит. Присутствуют элементы-примеси: серебро, германий, таллий, кобальт, висмут и кадмий. Миргалимсайское месторождение относится к стратиформным, что подтверждается условиями залегания руд. Тем не менее эта точка зрения не разделяется рядом исследователей и они относят месторождение к типу гидротермальных низкотемпературных месторождений, удаленных от магматического источника рудоносных растворов.

ОЛОВО

Общие сведения

Кларк олова 0,0006%. Оно относительно широко распространено в природе. Повышенные концентрации олова отмечаются в гранитах, особенно в так называемых оловоносных, где его содержание достигает иногда 20—30 г/т, встречается в пегматитах, грейзенах, терригенных песчано-сланцевых породах. Главный промышленный минерал олова касситерит — SnO_2 (Sn 78,6%). Реже встречается станин — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ (Sn 27,7%). В гипергенных условиях касситерит

устойчив и накапливается в россыпях. Известна скрыто- и тонкокристаллическая разновидность касситерита, так называемое деревянистое олово, образующее желваковые и натечные скопления с радиальнолучистой структурой. Почти половина мирового производства олова идет на изготовление белой жести. Образное выражение академика А. Е. Ферсмана «олово—металл консервной банки» остается до сих пор актуальным. В производстве белой жести используется наиболее чистое (пищевое) олово, без вредных примесей — мышьяка, сурьмы и свинца. Олово широко используется в металлургии для получения различных сплавов. Оловянные сплавы чаще всего применяют в качестве антифрикционных материалов или припоев. Первые уменьшают трение в машинах и механизмах, вторые соединяют металлические детали. Из всех антифрикционных сплавов наилучшими свойствами характеризуются оловянные баббиты, содержащие до 90% олова. Главное их применение — изготовление подшипниковых вкладышей. Олово входит в состав типографского сплава — гарта. В последнее время стали известны сплавы олова с цирконием, титаном, редкоземельными элементами, отличающиеся повышенной тугоплавкостью и другими ценными свойствами, обеспечивающими их использование в атомной и космической технике. На основе оловоорганических соединений созданы защитные стекла от рентгеновских лучей, эффективные препараты для борьбы с заболеваниями некоторых растений в сельском хозяйстве и др. Руды олова для промышленной оценки коренных месторождений разделяются на богатые (олова более 1%), средние (0,4—1%) и бедные (0,2—0,4%). В промышленное освоение могут вовлекаться месторождения с более низким (до 0,1%) содержанием олова с учетом благоприятных условий отработки и комплексности руд. Для россыпных месторождений, разрабатываемых гидравлическим способом, кондиционное содержание касситерита в песках составляет около 300 г/м³; при разработке россыпей драгами — 200 г/м³. Погребенные россыпи, пригодные для подземной разработки, должны содержать не менее 800—850 г/м³ на выемочную мощность пласта песков 1,6 м. По запасам металла оловянные месторождения подразделяются на запасы (в тыс. т) весьма крупные (свыше 100), крупные (25—100), средние (5—25), и мелкие (менее 5). Общие запасы олова в мире (без СССР) составили на 1975 г. 6,76 млн. т, из них 90% сосредоточены в развивающихся странах: Боливии, Малайзии, Индонезии, Таиланде, Бразилии, Бирме, Заире, Нигерии. Значительными запасами располагают социалистические страны — Чехословакия, ГДР, СРВ. В развитых капиталистических странах промышленных месторождений или нет (США, ФРГ и др.), или они весьма незначительны (Австралия, Великобритания и др.). Оловорудная база СССР выросла за годы Советской власти. В Магаданской области, Якутской АССР, Забайкалье, Приморье, Киргизии и в других районах выявлены, разведаны и освоены промышленностью месторождения олова. В 1975 г. производство оловянного концентрата в мире достигло более 170 тыс. т (без СССР и социалистических стран Европы). Цена на олово на Лондонской бирже металлов в 1975 г. составляла 7694 долл. за 1 т.

Генетические типы промышленных месторождений

Оловянные руды встречаются в пегматитах, скарнах, грейзенах, гидротермальных образованиях, а также в россыпях. Все коренные месторождения олова разделяются на три формации: пегматитовую, касситерит-кварцевую и касситерит-сульфидную.

Оловянные пегматиты формируются в эндо- и экзоконтактной зонах рудоносных гранитов, обычно на расстоянии 1,5—2 км. Лучшие месторождения олова связаны со сподуменовым типом пегматитов. Пегматиты залегают в виде жил, линз, иногда трубообразных тел. Касситерит приурочен к участкам альбитизации и грейзенизации пегматитов. Оруденение неравномерное, гнездовое и вкрапленное. Встречаются крупные кристаллы касситерита размером до 2 см и более. Содержание олова в рудах низкое (до 0,1%) и практическое значение месторождений невелико. Вместе с тем пегматиты рассматриваются как важные источники питания крупных оловоносных россыпей. Они представляют интерес также как комплексные руды для попутной добычи минералов тантала, лития, иногда бериллия. В СССР месторождения и проявления оловоносных пегматитов известны в Сибири, Казахстане и других районах. За рубежом оловоносные пегматиты широко представлены в Африке. Наиболее крупные промышленные месторождения находятся в Заире, где они обрабатываются.

Касситерит-кварцевая формация оловорудных месторождений генетически связана с гранитами. Оруденение развито как внутри гранитных массивов, так и в зоне экзоконтакта. Рудные тела представлены касситерит-кварцевыми жилами и зонами грейзенов, являющимися более высокотемпературным типом гидротермальной минерализации по сравнению с жильной. Касситерит-кварцевые жилы приурочены к трещинам скальвания и отрыва. Их протяженность от нескольких десятков до первых сот метров, мощность от 0,1 до 1 м. По минеральному составу выделяются кварц-топазовые, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы. Касситерит в жилах сопровождается альбитом, микроклином, флюоритом, вольфрамитом, молибденитом, висмутином, арсенопиритом и другими минералами. Практическое значение имеют обычно кварцеворудные жилы. Месторождения касситерит-кварцевой формации широко распространены и нередко содержат значительные концентрации олова, а также вольфрама (Иультин на Чукотке, Караобинское в Казахстане, Ононское в Забайкалье и др.). За рубежом известны месторождения такого типа в Бирме (Маучи), Португалии (Панашкейра) и др. Часто месторождения сопровождаются промышленными россыпями.

Касситерит-сульфидная формация широко распространена и является основным источником добычи олова в СССР. Месторождения связаны с гранитами и гранодиоритами, формируются под воздействием высоко- и среднетемпературных гидротермальных растворов и контактово-метасоматических процессов на умеренных и малых глубинах и в приповерхностной зоне (надынтрузивная зона по

В. И. Смирнову). Руды тонкозернистые, с мелкими кристаллами касситерита, распределенными относительно равномерно. По условиям образования и минеральному составу руд выделяется несколько типов месторождений: касситерит-скарновый, касситерит-турмалиновый, сульфидно-касситеритовый с преобладанием сульфидов свинца и цинка и др. *Оловоносные скарны* представлены относительно небольшими метасоматическими образованиями неправильной или трубчатой формы, залегающими в известняках. Касситерит приурочен к пироксен-гранатовому и гранатовому скарну и сопровождается магнетитом или сульфидами. В СССР к этому типу относятся месторождения Учкошон в Средней Азии, Кительское в Карелии и др. За рубежом известны подобные месторождения на юге Китая, в Индонезии, Таиланде, Австралии и др. Месторождения касситерит-турмалинового типа представлены зонами дробления, штокверками и жилами. Парагенетически они связаны с дайками разнообразного состава от габбро-диоритов до аляскитовых гранитов. Касситерит в рудах сопровождается турмалином, хлоритом, арсенопиритом, пирротином. Примеры месторождения в Забайкалье, Якутской АССР и др.

Касситерит-сульфидные руды с преобладанием свинца и цинка сложены обычно кварцем, касситеритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и сидеритом. К данному типу относится ряд месторождений Дальнего Востока. Касситерит-сульфидные месторождения важны как объекты комплексных руд для получения оловянно-свинцово-цинковых, реже оловянно-медных и других концентратов металлов. Установлено наличие в оловянно-полиметаллических рудах серебра в промышленных концентрациях (месторождение Потоси в Боливии). Оловянные россыпи обеспечивают в настоящее время 70% мировой добычи этого металла. Образуются россыпи за счет разрушения коренных месторождений. Более подвержены разрушению месторождения с крупнокристаллическим касситеритом. По условиям образования выделяются россыпи элювиальные, делювиальные, аллювиальные, прибрежные (морские и озерные). Крупными обычно являются аллювиальные и делювиально-аллювиальные россыпи, чаще всего касситеритовые, реже касситерит-вольфрамитовые или золото-касситеритовые. Физические свойства касситерита (повышенная твердость и плотность, устойчивость против химического выветривания) обеспечивают его сохранность при переносе из коренного источника. Однако касситерит хрупок, легко раскалывается и перитирается, превращаясь в тонкозернистую массу и пыль. Поэтому аллювиальные россыпи располагаются недалеко (5—10 км) от коренного источника. Длина их не превышает 3—8 км. Благоприятные условия для накопления элювиальных россыпей созданы в районах земного шара с тропическим влажным климатом. Один из таких районов — Малайский архипелаг. Промышленные россыпи касситерита в СССР находятся в Якутии, на Чукотке, в Забайкалье (Шерловогорское, Шумиловское и др.). Крупные россыпи касситерита разрабатываются в Малайзии, Таиланде, СРВ, Бразилии, Китае.

Описание месторождений

Иульгинское месторождение находится на Чукотке (рис. 66). Месторождение сложено глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками перми и триаса. Породы смяты в крупную антиклинальную складку, осложненную более мелкими пликативными и дизъюнктивными структурами. Рудное поле месторождения расположено в северном крыле антиклинали. Осадочные породы в центре рудного поля

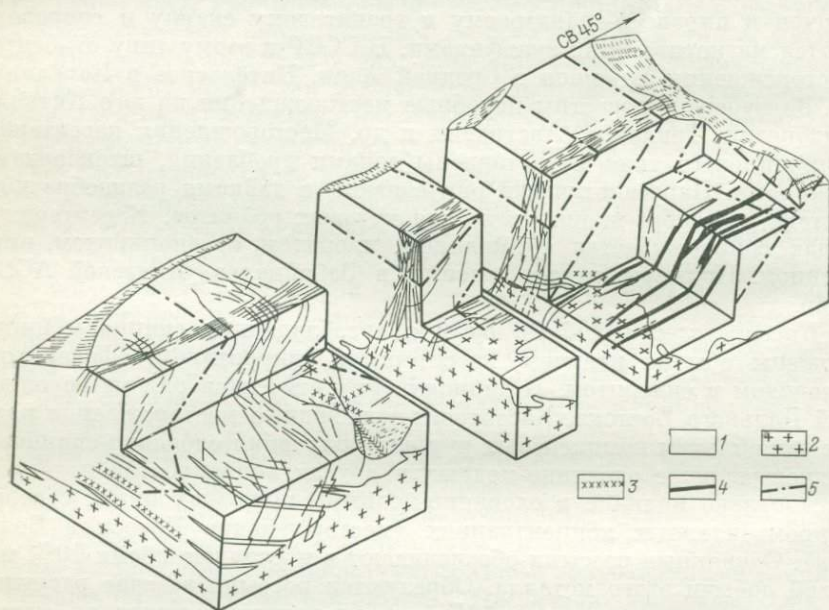


Рис. 66. Блок-диаграмма Иульгинского месторождения. По П. Э. Акиношину и В. А. Мандычу:

1 — метаморфизованные песчаники и сланцы; 2 — граниты; 3 — дайки гранитного состава; 4 — кварцевые жилы; 5 — разрывные нарушения

прорваны штоком гранитов, который установлен выработками на глубине 200—250 м. На поверхности обнажаются многочисленные дайки гранит-аплитов, кварцевых порфиров. Рудные тела представлены кварцевыми жилами. На месторождении много жил различной мощности и протяженности, расположенных кулисообразно с многочисленными апофизами и ответвлениями. Длина жил до 200 м и более, мощность 0,3—5 м. Рудные жилы состоят в основном из кварца (до 95%), касситерита, вольфрамита, арсенопирита, полевого шпата и др. Касситерит представлен короткопризматическими кристаллами размером до 5 мм в поперечнике и более мелкими в кварце; для вольфрамита характерны толстотаблитчатые крупные кристаллы и их сростки массой до 1—3 кг и больше. Одни исследователи считают, что в наиболее высокотемпературную стадию рудного процесса обра-

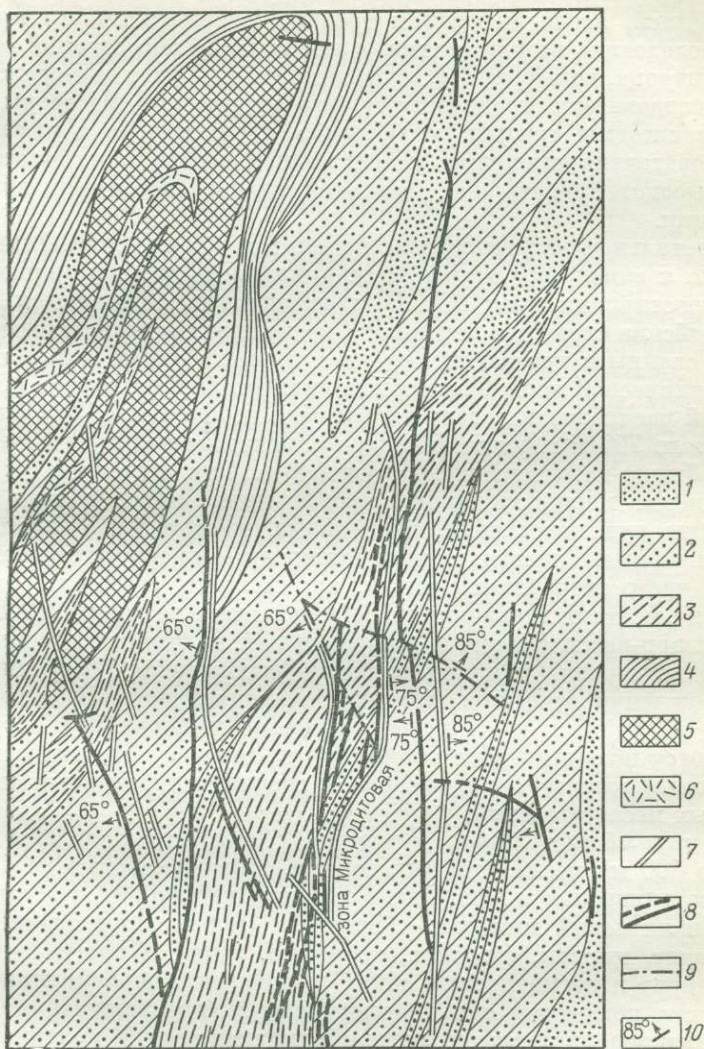


Рис. 67. Схема геологической карты рудного поля месторождения Хрустального:
 1 — грубо-среднезернистые песчаники палеозоя; 2 — переслаивание песчаников, сланцев и алевролитов; 3 — тектониты; 4 — сланцы; 5 — кремнисто-глинистые породы мезозоя; 6 — прослои спилитов; 7 — дайки порфиров; 8 — рудные жилы; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания рудных жил, даек и тектонических нарушений

зовались грейзены и участки жил с крупнокристаллическим касситеритом в зальбандах. Эти образования развиты непосредственно под апикальным выступом гранитного интрузива. За высокотемпературной стадией, после раскрытия трещин северо-восточного простирания последовала вторая стадия, с ней связано образование основной массы кварца, вольфрамита, арсенопирита и других минералов. Другие исследователи предполагают, что рудоносные растворы в различные системы трещин поступали в одну стадию, а в растворах последовательно сменялись минеральные ассоциации. Месторождение высокотемпературное, гидротермальное, касситерит-кварцевой формации.

Хрустальное месторождение находится в хр. Сихотэ-Алинь, приурочено к западному крылу антиклинальной складки меридионального простирания (рис. 67). В ядре складки обнажаются верхнепалеозойские сланцы и песчаники, на крыльях с резким несогласием лежат сланцы и песчаники верхнего триаса. Рудные жилы тяготеют к тектонической зоне близмеридионального простирания, контролирующей распределение даек диабазовых порфиритов. Протяженность жил около 700 м и более. В жилах отмечается кварц-касситеритовое и сульфидно-касситеритовое оруденение. Они выполняют трещины скальвания меридионального простирания, падение жил крутое. Текстуры руд полосчатые, брекчиевые, массивные, вкрапленные, колломорфные. Главные рудные минералы — кварц, касситерит, пирротин; часто встречаются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, флюорит, местами халькопирит. Выделяют четыре стадии минерализации: кварц-касситеритовая, пирротиновая, полиметаллическая (галенит-сфалеритовая) и кварц-карбонат-флюоритовая (безрудная). На месторождении отчетливо проявляется зональность. В направлении от центра рудных зон к флангам ранние минеральные ассоциации сменяются поздними. Месторождение по генезису относится к касситерит-сульфидному типу высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождений.

Месторождение Маноно-Китоголо (Заир) представлено мощными (до 400 м) пегматитовыми зонами протяженностью до 5 км. Из рудных минералов в пегматитах развиты касситерит, колумбит-танталит и литиевый минерал — сподумен. Подчиненное значение имеют апатит, циркон, флюорит, турмалин, рутил и другие минералы. Касситерит в пегматитовых зонах распределен неравномерно. С поверхности пегматиты сильно выветрены и превращены в рыхлую каолинизированную массу, легко обогащающуюся. В коренных рудах содержится 2 кг касситерита на 1 м³ пегматита. Попутно извлекается колумбит-танталит. В концентратах содержится (в %) Ta₂O₅ до 40, Nb₂O₅ до 35, SnO₂ 1,9—2,2 и TiO₂ 0,7—1,6.

Россыпные месторождения олова Малайзии занимают по запасам ведущее место в мире. Одна из самых крупных — аллювиальная россыпь района Перак, из которой добывают 60% россыпного олова Малайзии. Касситерит накапливался первоначально в элювии за счет разрушения оловоносных грейзенов и кварц-касситеритовых жил. Затем он был смыт в долину р. Кинта и переотложен. Плотик россы-

пи сложен известняками и кристаллическими сланцами. Продуктивный пласт, содержащий касситерит, представлен латеритом. В других россыпях района плотиком служит оловоносный гранит. В результате выветривания грейзенизированных гранитов образовалась кора выветривания, которая также обрабатывается.

ВИСМУТ

Общие сведения

Кларк висмута $9 \cdot 10^{-7}\%$. Висмут образует самостоятельные минералы — самородный висмут и висмутин — Bi_2S_3 , а также входит в состав соединений меди, свинца и других металлов: эмплектита — CuBiS_2 , галеновисмутита — PbBi_2S_4 и др. В зоне окисления образуются бисмит — Bi_2O_3 и бисмутит — $\text{Bi}_2\text{CO}_3(\text{OH})_4$. Основное ценное свойство висмута как металла — легкоплавкость (температура плавления 271°C). Сплав висмута с оловом и кадмием (так называемый сплав Вуда) плавится при температуре 60°C . Это определило его использование для изготовления электрических предохранителей, автоматических огнетушителей, предохранительных пробок к паровым котлам, некоторых измерительных приборов и др. Висмут входит в состав типографских и антифрикционных сплавов; сплавом висмута с ртутью покрывают зеркала. Висмут применяется в атомной технике (как отражатель нейтронов). Соли висмута используются для изготовления эмалей, гляцевания фарфора, в производстве оптического стекла. Кроме того, он используется фармацевтической промышленностью. Добыча висмута в 1975 г. составила более 3300 т (без СССР). Главные производители висмута — Боливия, Перу, Мексика, КНДР, Австралия, Китай, США, Канада. Основная масса висмута добывается попутно при переработке свинцово-цинковых, медных, оловянных и вольфрамовых руд. Содержание висмута в этих рудах резко колеблется, но в связи с тем, что висмут получают в качестве попутного продукта, это не влияет на промышленную оценку месторождений. Промышленные руды содержат $0,3-0,5\%$ висмута.

Генетические типы промышленных месторождений

Собственно висмутовые месторождения распространены незначительно. Висмут обычно образует комплексные руды с другими металлами в гидротермальных высоко- и среднетемпературных месторождениях. Для них характерны следующие промышленные типы оруденения: 1) висмут-касситерит-вольфрамитовый, 2) висмут-широтин-халькопиритовый, 3) висмут-полиметаллический, 4) висмут-арсеносульфидный, 5) висмут-колчеданный, 6) висмут-арсенидный («пятиэлементный» — Ni, Co, As, Bi, U). Этим, однако, не исчерпывается многообразие висмутосодержащих месторождений, встречающихся

в различных рудоносных провинциях. Например, для Боливийской провинции основные месторождения для попутного извлечения висмута — сульфидно-касситеритовые, для Забайкалья — кварц-вольфрамитовые и т. д. *Гидротермальные висмутосодержащие месторождения* распространены в СССР и за рубежом. Вольфрамит-касситеритовые жильные месторождения с висмутином или самородным висмутом в СССР находятся в Забайкалье (Шерловогорское, Букукинское, Белуха), а также в Юго-Восточном Китае в провинции Цзянси и др. Медно-висмутовые (висмут-пирротин-халькопиритовые) месторождения известны в Средней Азии (Адрасман), в Италии (Бочегвиано) и др. Они представлены штокверками, ветвящимися жилами и минерализованными зонами дробления. Промышленное значение месторождений в отношении висмута иногда может быть значительным. Колчеданные месторождения с примесью висмута представлены медноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями (СССР — Урал, Кавказ, Алтай; Болгария, Перу и др.). Висмут извлекается попутно с основными компонентами. Например, месторождение Серро-де-Паско (Перу) занимает первое место в мире по добыче висмута как побочного продукта при переработке свинцовых концентратов. Пятиэлементные месторождения известны в Рудных горах (СССР, ГДР), Канаде, США. Висмутовые минералы представлены в них самородным висмутом, ассоциирующим с арсенидами никеля, кобальта, серебра и ураном. Скарновые шеелитосные месторождения представляют собой промышленный тип висмутосодержащих месторождений. В них иногда содержится до 0,3% висмута. Примеры — месторождения Майхура и Чокодам-Булак в Средней Азии, некоторые месторождения Приморья и Якутии. Висмут содержат скарново-магнетитовые месторождения Северо-Западного Прибалхашья и др.

Описание месторождений

Месторождение Адрасман расположено в Таджикской ССР. Оруденение приурочено к вулканическому неку кварцевых порфиров, нижнетриасового возраста. Рудоконтролирующая структура — крупный разлом северо-западного простирания, крутого северо-восточного падения. Разлом прослежен более чем на 1000 м. Оруденение отмечено в пределах 400 м в зоне брекчирования кварцевых порфиров. Строение минерализованной зоны сложное. Сульфидная минерализация образует прожилки, гнезда, линзы; в верхних горизонтах отмечены жилы и зоны с нечеткими контактами. Рудные тела расположены в интенсивно хлоритизированных и окварцованных породах. Руды формировались в несколько стадий гидротермального процесса. Основной была медно-висмутовая стадия. Рудные минералы — арсенипирит, пирит, халькопирит, пирротин, висмутин, гематит, арсентит и др. Месторождение, по данным исследователей, формировалось на малых (0,5—1 км) глубинах.

МЫШЬЯК

Общие сведения

Известно более 120 минералов, в которых присутствует мышьяк. Наиболее распространены: реальгар — AsS , аурипигмент — As_2S_3 , арсенопирит — FeAsS , леллингит — FeAs_2 , реже встречаются теннантит (блеклая руда — $3\text{Cu}_2\text{SAs}_2\text{S}_3$), энаргит — $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_5$, скородит — $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Изредка встречается самородный мышьяк. Области применения мышьяка и его соединений разнообразны: как ядовитое вещество его используют в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями и протравливания семян, в металлургии — для производства антикоррозионных сплавов (с сурьмой и свинцом). Мышьяк используется в кожевенном, керамическом и силикатном производстве (молочные стекла, эмали), при производстве полупроводников и др. Добыча «белого» мышьяка — As_2O_3 в 1975 г. составила (без СССР) около 70 тыс. т (главным образом в США, Швеции, Мексике). Большая часть мышьяка добывается попутно при переработке мышьяксодержащих золотых, свинцово-цинковых, медноколчеданных, кобальтовых и других руд. В промышленных рудах среднее содержание As должно быть около 2%. Богатые реальгар-аурипигментные руды содержат более 5—7% As и идут сразу на металлургическую переработку, рядовые руды с более низким содержанием предварительно обогащаются гравитационным (арсенопирит) и флотационным (все другие соединения) методами.

Генетические типы промышленных месторождений

Выделяются два генетических типа промышленных месторождений мышьяка: скарновый и гидротермальный (высоко-, средне- и низкотемпературные).

Скарновые месторождения с арсенопиритовыми и леллингитовыми (FeAsS_2) рудами распространены нешироко (месторождение Сарыгат в Таджикистане, Хедлей в Британской Колумбии и др.). Среди месторождений этого типа есть мышьяково-золотые (Хедлей). Промышленное значение скарных месторождений невелико.

Гидротермальные месторождения. Высокотемпературные гидротермальные месторождения комплексные и представлены жильными месторождениями в изверженных и осадочных породах, метасоматическими линзами и залежами в сланцах и известняках. По минеральному составу рудные тела месторождений разнообразны: арсенопирит-золоторудные (на Урале), сульфидные (Колар в Индии), арсенопирит-касситеритовые (Забайкалье, Якутия, Приморье); арсенопирит-шеелитовые (Кавказ) и др. Месторождения характеризуются относительно высоким содержанием мышьяка в рудах и имеют промышленное значение. Среднетемпературные гидротермальные месторождения распространены достаточно широко. Среди них выделяют типы: собственно арсенопиритовый (месторождения Запокровское и Октябрьское в Забайкалье), арсенопирит-галенит-сфалеритовый (Та-

кели в Таджикской ССР), арсенипирит-золото-полисульфидный (в Забайкалье). В рудах наряду с арсенипиритом присутствуют другие мышьяковые минералы — блеклая руда, энаргит и др. Низкотемпературные гидротермальные месторождения представлены жилами, линзами, штокверковыми и гнездообразными зонами среди песчаников, сланцев, известняков и эффузивов в молодых складчатых областях (СССР — Кавказ, Карпаты; Турция, Иран, Афганистан и др.). Руды сложены реальгаром, аурипигментом, антимонитом, арсенипиритом; встречается киноварь. Месторождения часто связаны с источниками горячих вод, минерализованных мышьяком (содержание мышьяка до 400 мг/л). Месторождения по размерам незначительны, но содержат богатые руды (месторождения Закавказья).

СУРЬМА

Общие сведения

Кларк сурьмы 0,00005%. Число минералов сурьмы достигает 75, но все они, кроме антимонита — Sb_2S_3 , не имеют большого практического значения. Из других минералов в комплексных рудах встречаются: раздрит — $Cu_6Sb_2S_6$, буланжерит — $Pb_5Sb_4S_{11}$, джемсонит — $Pb_4FeSb_6S_{14}$. Более высокие концентрации сурьмы отмечаются в осадочных породах — сланцах, бокситах, фосфоритах и в золе углей. Более 50% добываемой в мире сурьмы используется в виде сплавов. Наиболее важные из них: сурьмянистый свинец (1—22% Sb), который используется в производстве аккумуляторов; баббиты (6—22% Sb) — подшипниковый и типографский сплав. В последнее время сурьма все больше применяется для производства полупроводников. Соединения сурьмы используются для изготовления огнестойких тканей, красок, резины, специального стекла и др. Общие запасы сурьмы составили в 1975 г. около 1625 тыс. т (без СССР). Более 55% запасов приходится на развивающиеся страны — Боливию, Перу, Мексику, Таиланд. Крупными месторождениями располагают Китай, ЮАР, Турция, США, Австралия. Мировая добыча сурьмы в 1975 г. достигла около 70 тыс. т (без СССР). В значительных количествах сурьма производится в ЮАР, Боливии, Мексике, Турции, Югославии и др. Промышленность СССР полностью обеспечена сурьмой. Месторождения сурьмы выявлены и разведаны в Средней Азии, Казахстане, Сибири и др. Сурьма извлекается из собственно сурьмяных руд или из комплексных свинцово-цинково-сурьмяных, ртутно-золото-сурьмяных, сурьяно-вольфрамовых и др. В некоторых странах (США, Австралия и др.) большая часть сурьмы извлекается в качестве побочного продукта из свинцово-цинково-серебряных руд. Минимальное промышленное содержание сурьмы в рудах собственно сурьмяных месторождений составляет от 1,2—1,5 до 2%. Сульфидные сурьмяные руды обогащаются флотационным способом. Обогащение сложное, поэтому эти руды используются ограниченно. Крупные месторождения содержат более 30 тыс. т сурьмы, средние

10—20 тыс. т, мелкие менее 10 тыс. т. Цены на сурьму на мировом рынке в 1975 г. составили на концентрат 1—2,2 долл. за 1 кг., на металл 3,85 долл. за 1 кг.

Генетические типы промышленных месторождений

Промышленные месторождения сурьмы относятся к гидротермальному типу и образовались в условиях низких температур, на малых и умеренных глубинах. Сурьма переносится в виде легкорастворимых соединений щелочными растворами и осаждается, подобно ртути, в результате изменения физико-химических условий постмагматического процесса. Среди месторождений сурьмы по условиям образования выделяют: а) формацию кварц-флюорит-антимонитовых месторождений умеренных глубин, залегающих среди метаморфических и осадочных пород и б) формацию ферберит-шеелит-антимонитовых месторождений малых глубин, приуроченных к зонам молодой вулканической деятельности. *Кварц-флюорит-антимонитовые месторождения* умеренных глубин по морфологическим признакам относятся к субогласному пластовому типу. Оруденение имеет четкий литологический контроль: промышленные руды локализуются в брекчиях на контакте карбонатных и сланцевых пород, служащих экраном. Форма рудных тел пластообразная; минеральный состав руд простой; преобладают кварц и антимонит, иногда флюорит и киповарь. Эти месторождения — основной источник сурьмы. В СССР к ним относятся: Кадамджай, Теренское (Киргизская ССР), Джижикрут, Магианское (Таджикская ССР), Раздольнинское (Сибирь) и др. За рубежом — месторождения Китая (провинция Хунань и др.), Боливии, Аляски, Мексики, Югославии. *Ферберит-шеелит-антимонитовые месторождения* малых глубин представлены жильными телами среди гранитоидов, кислых и основных эффузивов, сланцев и др. Основную роль в размещении оруденения играют трещинные структуры. Рудные тела имеют форму ветвящихся жил и штокверков. Богатое оруденение локализуется часто в раздробленных и окварцованных вмещающих породах. Состав руд сложный: антимонит, ферберит, шеелит, блеклые руды, киноварь, арсенопирит, сульфиды меди, свинца и цинка и др. Месторождения небольших размеров, но иногда содержание сурьмы в них высокое. Примерами месторождений могут служить: Сарылахское в Якутской АССР, Зопхито в Грузии, Удерейское в Сибири и др. За рубежом — месторождения в Италии, Японии, Мексике, Северной Африке и др.

Описание месторождений

Месторождение Кадамджай находится в Киргизской ССР. Расположено оно на северном склоне Алтайского хребта в пределах Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. В структурном плане месторождение представляет собой антиклинальную складку, осложненную дополнительными антиклиналями и разрывными нарушениями. В ядре антиклинали залегают нижнекаменноугольные массивные

и слоистые известняки, перекрытые средне-верхнекаменноугольными мергелями и сланцами. Сбросы и надвиги разбили антиклиналь на отдельные блоки; по их сместителям более древние сланцы силура и девона на крыльях оказались надвинутыми на известняки карбона (рис. 68). Форма рудной залежи пластообразная, седловидная. Сложена она роговиково-кремнистой брекчией, состоящей из обломков окремнелых мергелей и известняков (джаспероидов), сцементированных кварцем и антимонитом. Длина залежи более 2 км. Более интенсивное оруденение наблюдается в сводовой части антиклинали и в зонах сочленения разломов. Богатые рудные участки расположены в верхней части залежи под сланцевым горизонтом — экраном рудоносных растворов. Текстуры руд массивные, брекчиевые, вкрапленные, прожилковые, полосчатые, друзовые. Кроме кварца и антимонита в рудах встречаются пирит, марказит, реальгар, аурипигмент, флюорит, барит, дикцит, серицит. В рудах содержится до 2,5—5% Sb. В зонах окисления широко развиты окисленные разновидности антимонита (валентинит, сервантит и др.). Около половины запасов месторождения приходится на окисленные руды. Кадамджай — низкотемпературное гидротермальное месторождение умеренных глубин, кварц-антимонитовой формации.

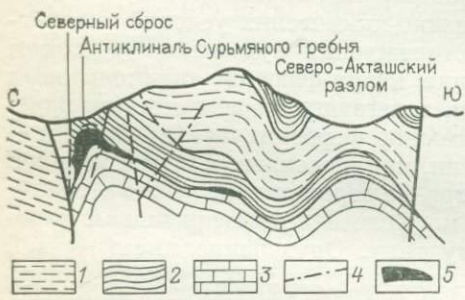


Рис. 68. Геологический разрез месторождения Кадамджай. По В. И. Смирнову:

1 — песчано-сланцеватые отложения силура; 2 — глинистые сланцы нижнего девона; 3 — массивные известняки нижнего карбона; 4 — разломы; 5 — роговиково-джаспероидные брекчии с оруденением

окисленные руды. Кадамджай — низкотемпературное гидротермальное месторождение умеренных глубин, кварц-антимонитовой формации.

РТУТЬ

Общие сведения

Кларк ртути 0,000 005%. Ртуть — единственный металл, способный при нормальной температуре находиться в жидком состоянии и затвердевать при минус 38,7 °С. Плотность ртути 13,6 г/см³. В природе только 0,02% ртути заключено в месторождениях, а основная масса находится в рассеянном состоянии. Из более 20 известных минералов ртути основным промышленным минералом является киноварь — HgS (Hg 86,2%). Иногда она содержит примеси селена и теллура. В редких случаях ртуть извлекается из других минералов — метациннабарита, шватцита (блеклой руды) или добывается в виде самородной ртути. Все расширяющееся применение ртути в различных отраслях хозяйственной деятельности человека связано с ее редкими свойствами: находиться в жидком состоянии, растворять (амальгамировать) металлы (Au, Ag, Sn, Cd, Pb, Bi), излучать в

парообразном состоянии ультрафиолетовые лучи, пропускать электрический ток в одном направлении, образовывать соединения, способные к самовзрыванию (гремучая смесь). Пары ртути характеризуются большой упругостью, ядовиты. Половина добываемой ртути используется электро- и радиотехнической промышленностями для изготовления выпрямителей, ртутно-кварцевых ламп, контрольно-измерительных приборов и др. Ртуть применяется и в энергетике: в ртутно-паровых котлах и турбинах, в ядерных реакторах (как поглотитель тепла). Более 30% ртути потребляют химическая и фармацевтическая промышленности. В настоящее время в промышленно развитых странах возрастает использование ртути в химической промышленности: в производстве хлора, каустической соды, специальных красок и др. Соединения ртути и металлическая ртуть применяются в медицине (сулема, термометры и др.), в сельском хозяйстве для протравы семян. Для производства ртути используются монометаллические ртутные руды и комплексные ртутно-сурьмяные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые, ртутно-сурьмяно-вольфрамовые, золото-ртутные и др. В зависимости от типа руд, размеров месторождения и экономических условий разрабатываются руды с различным минимальным содержанием ртути. В комплексных рудах крупных месторождений может быть до 0,1% Hg. Для средних и мелких месторождений минимально 1,5—2% Hg. Руды, содержащие более 0,2% Hg, обычно идут сразу в пирометаллургическую переработку; бедные и комплексные руды обогащаются гравитационным методом или флотацией. В 1975 г. общие запасы ртути составляли 442,5 тыс. т (без СССР). Основные месторождения расположены в Испании, Италии, Турции, Алжире, Мексике, Канаде, США, Китае, Югославии, Японии, Венесуэле, Перу, Чили. Крупнейшее месторождение Испании Альмаден обеспечивает 39% добычи ртути капиталистических стран. Производство ртути в 1975 г. составило 5,32 тыс. т (без СССР). Минимальная цена на ртуть в 1975 г. достигала 117 долл. за бутыл (3,4 долл. за 1 кг).

Генетические типы промышленных месторождений

Все промышленные месторождения ртути относятся к гидротермальному типу. По условиям образования выделяются: 1) эпitherмальные и телетермальные гидротермальные месторождения, не связанные с вулканическими процессами; 2) гидротермальные вулканогенные месторождения. *Гидротермальные месторождения, не связанные с вулканическими процессами*, имеют промышленное значение. Они приурочены к зонам глубинных региональных разломов и залегают обычно в осадочных породах (песчаниках, известняках, конгломератах), хотя известны месторождения, связанные с известняками. Среди ртутных руд выделяются кварц-флюоритовый, кварц-диккитовый, карбонат-киноварный, барит-киноварный минеральные типы, отличающиеся простотой состава и относительно богатым содержанием ртути (до 1—2%). По морфологическим особенностям выделяются согласные пластообразные тела и секущие

жилые и штокверковые зоны. Мощность пластообразных тел до 15—20 м, длина до нескольких километров. Мощность жил обычно незначительна — 0,1—0,3 м, длина — десятки и сотни метров. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные и полосчатые. Месторождения формируются из глубинных растворов в условиях умеренных глубин при температурах 50—150 °С. К месторождениям этого типа в СССР относятся Никитовское в Донбассе, Хайдаркан в Киргизской ССР, Акташ в Горном Алтае. За рубежом — Альмаден в Испании, Идрия в Югославии. Пример месторождений в листовитах — Нью-Альмаден в США. В СССР подобные месторождения известны на Чукотке.

Гидротермальные вулканогенные месторождения развиты в областях современного или одновозрастного с оруденением вулканизма и четко связаны с вулканогенными породами. Среди них выделяют наземные и поверхностные газовой-гидротермальные вулканические месторождения, приуроченные к вулканическим комплексам, и близповерхностные — к субвулканическим комплексам. Рудные тела сложной трубо- и грибообразной формы, ветвящиеся жилы, гнезда и линзы залегают в зонах разломов среди измененных андезитовых, трахиандезитовых и липаритовых эффузивов и туфов. Характерными изменениями пород являются пропилитизация, серицитизация, окварцевание, арпилитизация, опалитизация. Оруденение крайне неравномерное, не выдеряжанное по падению. Руды имеют сложный минеральный состав. Наряду с киноварью встречаются метациннабарит, металлическая ртуть, реальгар, аурипигмент, самородная сера и др. Ртутная минерализация встречается часто совместно со свинцово-цинковой, серной и др. Среднее содержание ртути в рудах 1—1,5%. Гидротермальные вулканогенные месторождения встречаются в СССР в Закарпатье (Боркутное, Вышковское и др.), на Камчатке, Сахалине, Чукотке (Пламенное и др.). За рубежом — в ЧССР (Злата Баня), Италии (Монте-Амьята), Мексике (Гуитцуко), США (Опалит) и др. Газово-термальные месторождения располагаются в районах современной вулканической деятельности. На вулкане Менделеева (Курильские острова) ртутное оруденение приурочено к колчеданным рудам, сложенным пиритом, марказитом, опалом, серой и другими минералами. Известно крупное месторождение, связанное с термальными источниками в США (Салфер-Банк, шт. Калифорния). Ртуть гидротермального происхождения присутствует в углях Донецкого бассейна (концентрация превышает кларк в десятки, а иногда сотни раз).

Россыпные месторождения ртути встречаются редко. Киноварь, достаточно устойчивая при выветривании, из-за хрупкости плохо выдерживает транспортировку водой, легко разрушается и истирается. Делювиальные россыпи образуются иногда вблизи коренных месторождений. Богатая делювиальная россыпь известна вблизи месторождения Нью-Альмаден (шт. Калифорния, США). Киноварь в виде обломков накапливается вместе с глинистыми частицами в коре выветривания карбонатных пород или заполняет карстовые воронки и пещеры (месторождения Лингуань, Гунчэн и др. в Китае).

Описание месторождений

Никитовское месторождение находится на Украине. Рудное поле сложено угленосными отложениями среднего и верхнего карбона, песчаниками и глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками и каменными углями. Месторождение расположено в сводовой части крупной Горловской антиклинали, осложненной дополнительной складчатостью. На месторождении развиты куполообразные

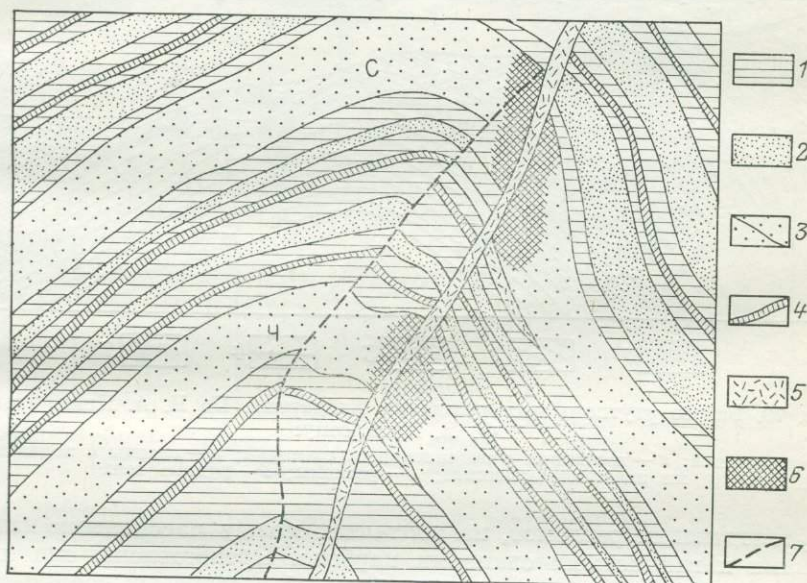


Рис. 69. Разрез Софиевского купола Никитовского месторождения. По С. Д. Ступаку:

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — софиевские (С) и чегарникские (Ч) песчаники; 4 — прослои известняка; 5 — зона дробления Секущая; 6 — оруденелые участки; 7 — сброс

складки, к крупнейшим из них — Чагарникскому и Софиевскому куполам — приурочено оруденение (рис. 69). Структура рудного поля осложнена разрывными нарушениями, образующими системы трещин в сводовых частях куполов. Крупная зона разлома и дробления пород мощностью 5—20 м пересекает все рудное поле и контролирует размещение ртутного оруденения. Эта зона (Секущая) является рудоподводящей и рудовмещающей структурой. Локализация оруденения определяется также литологическим фактором: наличием мощных пластов софиевских и чегарникских пористых трещиноватых песчаников и экранирующих глинистых сланцев в их кровле. По форме рудных тел выделяются пластовые залежи, гнезда, столбы и жилы. Текстуры руд вкрапленные, тонкопрожилковые, реже массивные, брекчиевидные. Главный рудный минерал — киноварь;

встречаются антимонит, арсенопирит, пирит, марказит. Нерудные минералы — кварц, диксит, серицит.

Хайдарканское месторождение расположено в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса на территории Киргизской ССР. Рудное поле сложено известняками и глинистыми сланцами силуро-девона и карбона. Породы смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями на ряд блоков (рис. 70). Толща силурийских сланцев надвинута на отложения карбона по поверхности надвига субширотного простирания. Рудные тела располагаются вдоль

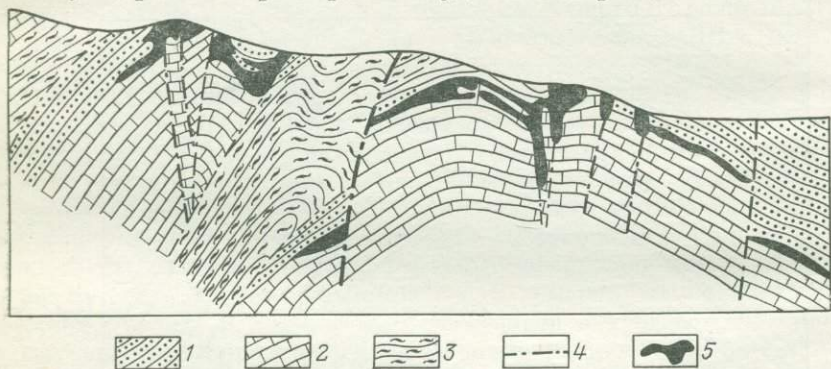


Рис. 70. Разрез ртутного месторождения Хайдаркан. По Н. А. Никифорову и Ф. И. Вольфсону:

1 — известняки; 2 — песчаники с подчиненными сланцами; 3 — сланцы с подчиненными пластинами песчаника; 4 — разломы; 5 — рудные тела

крутопадающих разломов, на контактах между массивными известняками и глинистыми сланцами карбона. Представлены они пластовыми залежами джаспероидных брекчий в сводовых частях антиклиналей и секущими телами в трещинных зонах. Форма рудных тел сложная — столбы, гнезда и др. Главные минералы руд — киноварь, антимонит, кварц, флюорит, кальцит; второстепенные — пирит, арсенопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, реальгар, аурипигмент, серицит, диксит, барит. Оруденение весьма неравномерное, без четких границ. Рудные гнезда располагаются в благоприятных «рудных ловушках» — на пересечении двух систем трещин, в известняках под экраном сланцев, в тонкоплитчатых известняках, в шарнирах мелких складок в джаспероидах и т. д. (рис. 71, а, б, в, г, д, е); текстуры руд вкрапленные, гнездовые, брекчиевидные, массивные и др.

Месторождение Альмаден находится в горах Сьерра-Морена (Испания). Рудное поле сложено песчано-сланцевыми породами, известняками и вулканическими туфами силура и девона. Рудоносная толща смята в антиклинальные и синклинальные складки и разбита разрывными нарушениями, по которым внедрились дайки диабазов. Оруденение размещено в трех крутопадающих пластах песчаников, перекрытых сланцами. Пласты протягиваются на 250—300 м, средняя мощность около 10 м. Содержание ртути в пластах в сред-

нем составляет от 6—8 до 15%. Оруденение прослежено до глубины 400 м. Ежегодно на месторождении добывается около 1500 т руды. Разработка месторождения идет несколько веков и тем не менее его запасы не исчерпаны.

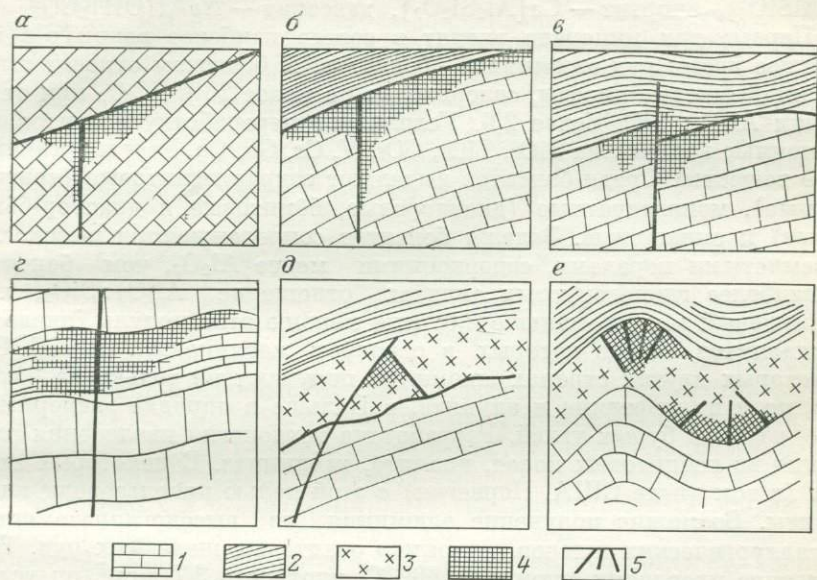


Рис. 71. Формы рудных тел в разрезе («рудные ловушки»). По В. И. Смирнову: а — в породах одного состава у сопряжения пологой трещины и крутопадающей; б — у сопряжения крутопадающей трещины с контактом экранирующей породы, залегающей на более хрупкой породе; в — на пересечении трещиной контакта экранирующих сланцев с подстилающей крупной породой, в опущенном блоке руда проникает в сланцы, подвергшиеся растяжению, г — вдоль пересечения крутопадающей трещиной благоприятного литологического горизонта (тонкослоистых известняков внутри массивных); д — между двумя трещинами, пересекающими пласт джаспероидов; е — в пласте джаспероидов по трещинам отрыва, возникающим при изгибе. 1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — джаспероиды; 4 — оруденение; 5 — тектонические трещины

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕГКИХ МЕТАЛЛОВ

АЛЮМИНИЙ

Общие сведения

Кларк алюминия 8,05%. Он встречается в повышенных количествах в щелочных породах, в апортозитах, в бокситах, глинах и каолинах, а также в алуиновых породах, возникающих преимущественно при гидротермальной переработке кислых вулканитов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев. Глинозем переносится в кислых и сильнощелочных растворах. Характерна ассоциация с алюминием галлия, иногда титана, железа.

Промышленные минералы алюминия (в скобках содержание Al_2O_3 в %): бемит и диаспор — $HAIO_2$ (85), гидраргиллит (гибб-

сит) — $\text{Al}(\text{OH})_3$ (65), алунит — $\text{KAl}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2$ (37), нефелин — $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ (34), лейцит — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ (23,5), андалузит, кианит (дистен) — $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$ и силлиманит — $\text{AlO}[\text{AlSiO}_4]$ (63,1), каолинит, дикиит и накрит — $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$ (до 40), кальсилит — $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$, апортит — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, давсонит — $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$.

Первые три минерала входят в состав наиболее важных в настоящее время руд алюминия — бокситов. К бокситам относят высокоглиноземистые породы, содержащие не менее 28% Al_2O_3 при отношении $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ более 2,6. Усложняют переработку бокситов повышенные количества SiO_2 , TiO_2 , CO_2 , V, Cr, Ga, Cu, Fe^{2+} и органическое вещество. Среди бокситов выделяют гидраргиллитовые (тригидратные), моногидратные (диаспоровые, бёмитовые и диаспор-бёмитовые) и смешанные. Залежи бокситов сопровождаются высокоглиноземистыми породами, содержащими менее Al_2O_3 , чем бокситы. В наиболее глиноземистых аллитах отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, т. е. кремниевый модуль меньше 2,6; еще меньше этот модуль (около 1) у сиаллитов, состав которых в основном каолиновый. В СССР и некоторых других странах алюминий получают не только из бокситов, но и из нефелина и алунита, в Польше в порядке эксперимента — из золы бурых углей. Разработана технология извлечения алюминия из лейцитовых пород, кианита, каолинита. В некоторых странах (в том числе США, Норвегия) с этой целью использовали анортозиты. Возможно получение алюминия из высокоглиноземистых металлургических шлаков, например оолитовых железных руд. Температура плавления алюминия 660°C, плотность 2,7 г/см³, он устойчив к коррозии, хорошо проводит электрический ток, обладает высокой теплопроводностью. Алюминий широко применяют в авиации, автомобилестроении, судостроении и др. Его в больших количествах используют в электротехнике (в том числе в производстве алюминиевой проволоки), для изготовления предметов быта. Получают сплавы алюминия с цинком, никелем, магнием, титаном, медью, кремнием, бериллием, цирконием. Эти сплавы имеют небольшую плотность, но повышенные прочность, твердость, тугоплавкость и другие полезные свойства. Из бокситов получают электрокорунд, рубин, огнеупоры, высококачественный глиноземистый, в том числе тампонажный быстротвердеющий цемент, сернокислые соли алюминия и др. В большом количестве в огнеупорной промышленности используют кианит, андалузит, силлиманит.

При производстве алюминия из бокситов и других видов сырья вначале получают глинозем, а затем восстанавливают его до металлического алюминия. По методу Байера, глинозем из бокситов получают следующим образом. Бокситы обжигаются в автоклаве с NaOH , в результате образуется Na_3AlO_3 , затем из раствора осаждают $\text{Al}(\text{OH})_3$ и переводят его способом прокаливания в Al_2O_3 . По методу Кузнецова—Жуковского, бокситы спекают с углекислым барием; образованный алюминат бария смешивают с раствором соды и получают $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3 + \text{BaCO}_3$. Алюминат натрия обрабатывают углекислотой, прокаливают и переводят в глинозем. Можно производить начальное спекание бокситов с содой и известняком вместо углекис-

лого бария. Для получения алюминия из глинозема Al_2O_3 растворяют в расплавленном криолите, а через расплав пропускают электрический ток. Алюминий выделяется на катоде. Имеется схема переработки глинозема с использованием лития.

Ведущие страны по добыче бокситов и производству алюминия — Австралия, Ямайка, Суринам, Гайана, Греция, Гвинея, США, Индия, Франция, Гана, Бразилия, Малайзия и Индонезия. Крупными запасами бокситов располагают также Мали, Камерун и некоторые другие страны. Из социалистических стран ведущие по производству алюминия — СССР, Венгрия и Югославия. Канада, Япония, ФРГ и Норвегия, являясь крупными производителями алюминия, получают его в основном из импортируемых бокситов.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений алюминия выделяются следующие типы: 1) магматические, 2) гидротермальные, 3) россыпные, 4) выветривания, 5) выветривания и осадочные (полигенные), 6) осадочные, 7) эффузивно-осадочные, 8) метаморфогенные.

Магматические месторождения представлены следующими формациями: а) апатит-нефелиновой и апатит-редкометалльно-нефелиновой в щелочных породах, б) нефелиновых сиенитов, в) анортозитов, г) лейцитовых и псевдолейцитовых (кальсилитоносных) пород. Наибольшее практическое значение для извлечения алюминия имеют формация апатит-нефелиновая и собственно нефелиновых сиенитов. Месторождения этого типа характеризуются крупными запасами и представлены комплексными рудами. Форма рудных тел — штоки, линзы, пласто- и жиллообразные залежи. Примером месторождений апатит-нефелиновой формации могут служить Хибинские в Мурманской области. Они являются источником фосфора и фтора (из апатитов), алюминия, соды, поташа (из нефелина). Причем при переработке нефелина получают также цемент. (Характеристика Хибинских месторождений приведена при рассмотрении месторождений фосфора). К формации апатит-редкометалльно-нефелиновых руд относится Ловозерское. Оно является источником тантала и титана (лопарит), фосфора (apatит) и алюминия (нефелин). Примером формации собственно нефелиновых сиенитов, разрабатываемых для производства глинозема, может служить Кия-Шалтырское месторождение в Сибири.

Среди нефелиновых пород как источника глинозема выделяются три типа. К первому относят уртиты и ийолит-уртиты, считающиеся высокосортными рудами, переработка которых возможна без предварительного обогащения методом спекания (кия-шалтырские уртиты). Ко второму относят средние по качеству высокожелезистые руды, представленные тералит-сиенитами, плагиоклазовыми ийолитами и др. Эти руды требуют обогащения для удаления железистых минералов, что вызывает дополнительные расходы. К третьему типу относятся высококремнистые нефелинсодержащие породы, например ювиты, фойяиты, миаскиты и др. Содержание SiO_2 в них 54—57%, и они

требуют более сложной переработки, в связи с чем в настоящее время не могут иметь промышленного значения.

Месторождения анортозитов эксплуатировались для получения алюминия в некоторых странах, в том числе и в США. Разработка была рентабельной до тех пор, пока находил сбыт попутно получаемый цемент. В отдельных странах, в том числе в Италии, изучались возможности получения глинозема из лейцитосодержащих пород.

К группе гидротермальных алюминиевых месторождений следует относить алунитовую, корунд-андалузитовую и в известной мере каолиновую формации. В настоящее время для производства глинозема разрабатывают месторождения алунита. Попутно получают серную кислоту (на каждую тонну Al_2O_3 получают 10,5 т серной кислоты). В СССР разрабатывается Загликское месторождение в Азербайджане. Корунд-андалузитовые месторождения разрабатываются для получения корунда и андалузита. Последний используется в огнеупорной промышленности. Пример месторождений рассмотрен ниже при характеристике месторождений корунда. Известные в СССР гидротермальные месторождения каолина невелики по масштабам.

К россыпным месторождениям следует относить россыпи с силлиманитом, кианитом и андалузитом. К прибрежно-морским комплексным россыпям относятся циркон-ильменит-силлиманитовые россыпи Украины, из которых добывают силлиманит для огнеупорной и других отраслей промышленности. Примером делювиальной корунд-андалузитовой россыпи служит россыпь месторождения Семиз-Бугу в Казахстане.

Месторождения выветривания, сложенные латеритными бокситами, представляют собой ведущую мировую сырьевую базу алюминия. К ним принадлежат такие гигантские месторождения, как Боке в Гвинее, месторождения Ганы, Индии, Камеруна, Сьерра-Леоне, Мали. В составе латеритных бокситов отмечаются характерные элементы, наследуемые от исходных пород. Например, в районе Дарлинг-Рейндж в Австралии в бокситах, развитых за счет гранито-гнейсов, повышено количество галлия и циркония, а по долеритам — ванадия, хрома, титана и меди. Следует также отметить, что бокситы, образовавшиеся за счет гранито-гнейсов, содержат повышенное количество SiO_2 (8—13%). Среди месторождений рассматриваемой группы выделяются линейный, линзообразный и бовальный типы.

К линейному типу относятся месторождения с линейно вытянутыми рудными телами. Кора выветривания формировалась в узких гребневидных поднятиях. Бокситы образовались в верхних зонах коры выветривания. Примером в СССР служит Висловское месторождение, расположенное в КМА, где бокситы развились за счет выветривания филлитовидных сланцев курской серии и амфиболитовых сланцев михайловской серии нижнего протерозоя. Длина залежей — от первых километров до нескольких десятков километров, ширина — несколько сот метров. Состав байеровских руд месторождения (в %): Al_2O_3 50,6, SiO_2 7,1, Fe_2O_3 8,1, FeO 16,6, TiO_2 1,3, CaO 0,6, MgO 0,6, п.п.п. 14,8, а бокситы спекального сорта: Al_2O_3 48,4,

SiO₂ 11,2, Fe₂O₃ 6,5, FeO 19,1, TiO₂ 1,25, CaO 0,6, MgO 0,6, п.п.п. 13,1. Состав руд бёмитовый или бёмит-гипсбитовый.

К линзообразному типу принадлежит Высокопольское месторождение на Украине. Оно состоит из 10 небольших гипсбитовых и гипсбит-каолининовых линзовидных залежей длиной 0,5—3 км, при существенно меньшей ширине.

Наиболее крупные месторождения рассматриваемой группы относятся к бовальному типу. Боваль — это обширная плоская возвышенность изометричной или близкой к ней формы, она ограничивается крутыми обрывистыми склонами высотой до нескольких десятков метров, спускающимися к речным долинам. Форма бовальных

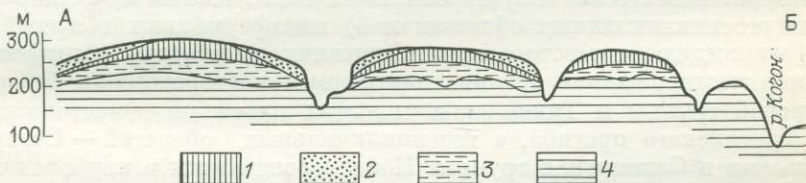


Рис. 72. Геологический разрез месторождения Боке (Гвинея). По М. В. Дубовской и Б. Н. Одокия:

1 — преимущественно структурные бокситы; 2 — обломочные бокситы; 3 — аплиты, каолиновые глины; 4 — граптолитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика.

залежей бокситов пласто- или плащеобразная, они приурочены к верхним частям возвышенностей (рис. 72). Мощность залежей 1—15 м, зоны с бокситоносными бовальями протягиваются на десятки и сотни километров. К этому типу относятся месторождения Боке в Гвинее, ряд месторождений Индии, Ганы и других стран. Месторождения обладают крупными запасами и высоким качеством.

Полигенные или комплексные по генетическим особенностям месторождения выветривания и осадочные месторождения бокситов характеризуются значительными запасами и нередко высоким качеством. К этому типу относятся некоторые месторождения СССР, а также крупнейшие месторождения Австралии и стран Западной Африки. Одни рудные тела этих месторождений сложены латеритными бокситами, другие переотложенными. Наблюдаются тела, представленные латеритными и переотложенными бокситами. В связи с этим данный тип месторождений считается переходным от латеритных к осадочным. Среди месторождений рассматриваемого типа различают карсто-линзообразные, линзо- и пластообразные. Вежаю-Борыквинское месторождение — пример карсто-линзообразного типа. Бокситы этого типа диаспор-гематит-шамозит-бёмитовые. Залежи приурочены к закарстованной поверхности. К линзообразному типу отнесены месторождения Арканзасской группы в США и Гвианской береговой равнины на севере Южной Америки. Арканзасские месторождения представлены латеритными и осадочными бокситами, формирующими линзообразные тела. Источник глинозема здесь — нефелиновые сиениты, подвергнувшиеся выветриванию. Осадочные

бокситы сложены делювиально-пролювиальными и аллювиальными разновидностями. Состав бокситов Арканзасских месторождений гиббситовый с примесью каолинита, гематита и др. Мощность залежей 3—20 м. С бокситами ассоциируют огнеупорные глины. Пластообразный тип рассматриваемой группы представлен крупными залежами большой мощности и протяженности. Залежи приурочены обычно к древним поверхностям выравнивания. Формирование бокситов сопровождалось переотложением латеритной коры выветривания. Возможно, бокситообразование происходило после переотложения. Примеры — месторождение Уэйна в Австралии и Сангареди в Гвинее.

Осадочные месторождения разделяются или на: а) месторождения терригенных толщ и б) карбонатных толщ; или на а) месторождения геосинклинальных областей и б) платформенных областей, в которых выделяют месторождения древних и молодых платформ. Пример месторождений древних платформ — месторождения Северо-Онежской группы и Тихвинское, молодых платформ — месторождения Тургайского прогиба, а геосинклинальных областей — Северо-Уральская и Салаирская группы. К месторождениям в карбонатных толщах относятся Северо-Уральская группа, ряд месторождений Югославии, Венгрии, Франции, а в терригенных толщах — Тихвинское и Северо-Онежское и др. Для осадочных месторождений характерна пластовая и линзовидная, а также кармано- и гнездообразная форма тел. Бокситы геосинклинальных областей имеют выдержанное высокое качество, преобладают диаспор-бёмитовые, диаспоровые и бёмитовые разности, и только в слабодислоцированных месторождениях мела и палеогена бокситы содержат гиббсит. Состав платформенных бокситов каолинит-бёмитовый, каолинит-гиббситовый, каолинит-гиббсит-бёмитовый. Нередко бокситы связаны с угленосными осадками, причем обычно угленосные толщии расположены выше бокситоносных. Залежи бокситов приурочены к склоновым частям поднятий, к впадинам древнего карста, карстово-котловинным депрессиям, руслам древних водотоков (овражно-балочный или долинный тип). На месторождениях устанавливаются некоторые закономерности в локализации руд. Например, на Тихвинском месторождении долинного типа в центральных частях залежей руды более высококачественные, чем в периферических. Низкосортные периферические руды далее сменяются аллитами и сиаллитами.

К эффузивно-осадочным месторождениям следует относить некоторые месторождения давсонита. Наиболее крупные месторождения давсонита известны в США. Они являются источником получения алюминия и соды. Залежи давсонита установлены в эффузивно-осадочных отложениях впадины Пайсинес-Крик в шт. Колорадо, США. Давсонит связан с битуминозными сланцами, входящими в состав толщии, слагающейся также туфогенными песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, известняками. Вместе с давсонитом установлен содовый минерал — нахколит, их среднее содержание в битуминозных сланцах составляет соответственно 10,7 и 15,5%, мощность сланцев 250 м. Ориентировочные запасы давсонита 24,5 млрд. т, что соответствует 8,5 млрд. т Al_2O_3 . Давсонит легко

извлекается из пород 2%-ным раствором H_2SO_4 или 2%-ным раствором $NaOH$. Полагают, что давсонит возник за счет разложения содовыми водами пирокластического материала — источника глинозема. Генезис давсонитовых скоплений не всегда ясен. Этот минерал возникает и при разложении алюмосиликатов терригенных толщ, связанных с размывом и переотложением интрузивных пород, и в корках выветривания, в том числе совместно с бокситами, и гидротермальным путем. Его скопления связаны с осадочными угленосными, битуминозными и эффузивно-осадочными формациями.

К метаморфогенным месторождениям следует относить месторождения кианита и силлиманита в кристаллических сланцах. В СССР наиболее известна Кейвская группа месторождений кианита. Разрабатываются аналогичные месторождения кианита в Индии и некоторых других странах.

Описание месторождений

Месторождение Боке расположено в северо-западной части Гвинеи. Бокситовые залежи связаны с бовалами. Поднятые участки расчленены долинами, глубина которых достигает 100 м. Латеритные образования приурочены к поверхности бовалей и представлены бокситами и железистой латеритной корой выветривания. Бокситоносная зона включает более 100 бовалей и вытянута в северо-восточном направлении на 130 км при ширине 30—60 км. Мощность латеритных бокситов 10—15 м. Коренные породы в основном представлены граптолитовыми глинистыми сланцами, в которых имеются прослой алевролитов, а также глинистыми песчаниками силура, перекрываемыми местами песчаниками с прослоями глинистых сланцев девона. Эти породы, а также подстилающие их песчаники ордовика залегают практически горизонтально. Отдельные залежи бокситов имеют запасы до 100—200 млн. т, залегают плащеобразно (см. рис. 70). Основную массу бокситов составляют латеритные, однако установлены и перемещенные делювиальные. И те и другие тесно связаны друг с другом и формируют единые залежи. Элювиальные бокситы сохраняют строение материнских пород и представляют собой плотные каменные образования — массивные, полосчатые, сланцеватые. Иногда встречаются и рыхлые землистые разности, расположенные под каменистыми. Площадь залежей до нескольких квадратных километров. На глубину бокситы переходят в глинистые породы каолинового состава. Делювиальные бокситы образуют шлейфы у элювиальных и приурочены к пониженным участкам, в том числе к склонам бовалей. Эти бокситы слагаются угловатыми или слегка округленными обломками элювиальных бокситов диаметром от нескольких до 15 см, сцементированных пелитовым, алевролитовым или псаммитовым бокситовым же материалом. Цвет бокситов на месторождении светло-розовый, бурый и красновато-коричневый. Бокситы отличаются высоким качеством. Содержание (в %): Al_2O_3 51—62, SiO_2 1—2, оксидов железа 2—6, а TiO_2 2,5—3. Ведущий минерал бокситов — гиббсит, также в состав руд входят гематит,

бёмит, каолинит и минералы титана; бёмит составляет не более 10%, а каолинит не более 2—3%. Запасы месторождения около 3 млрд. т при бортовом содержании 50% Al_2O_3 , если же его снизить до 35%, то они составят более 15 млрд. т (при снижении качества). Считает-

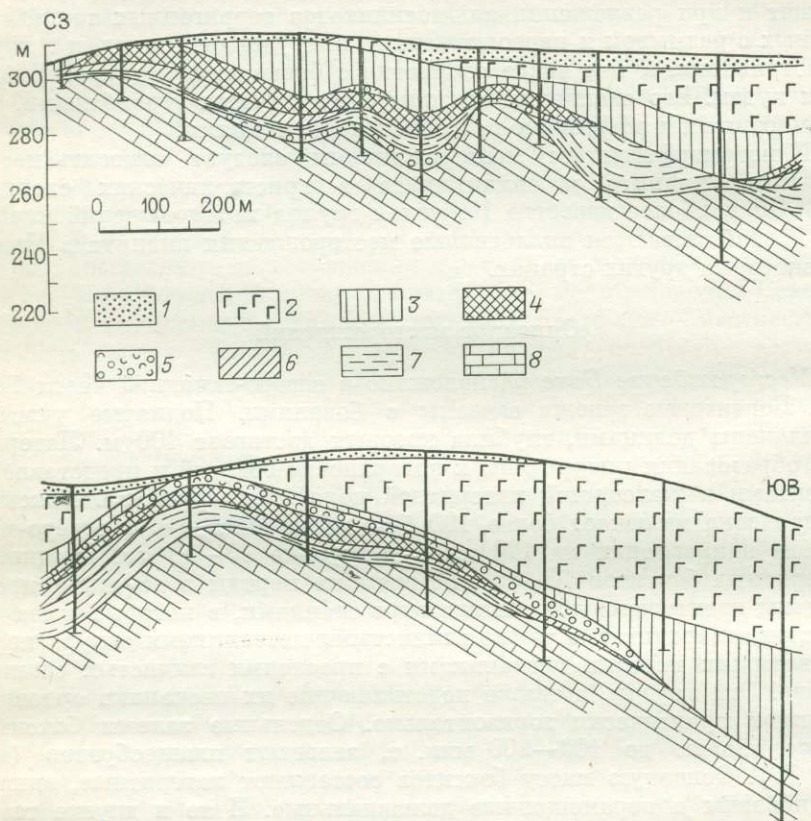


Рис. 73. Геологический разрез Вежаю-Ворыквинского месторождения.
Из работы Т. Р. Кипраля и В. А. Тенякова.

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2—6 — нижнефранские образования: 2 — базальты, 3 — песчаники, глины, алевролиты, 4 — бокситы, 5 — туфы, 6 — аплиты; 7 — каолинит-гидрослюдистые глины коры выветривания; 8 — доломиты и известняки быстринской свиты верхнего рифея

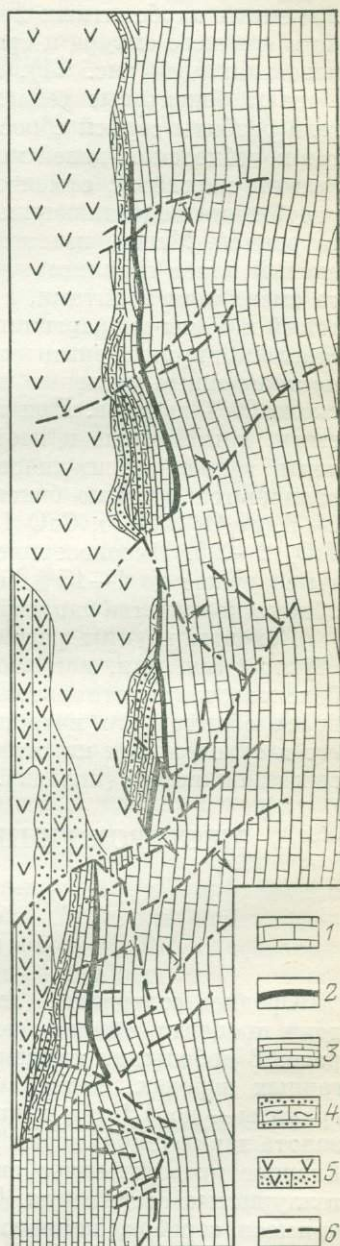
ся, что бокситы образовались при выветривании грантолитовых сланцев в палеоген-неогеновое время.

Вежаю-Ворыквинское месторождение расположено на Среднем Тимане, в юго-восточной части Четласской горст-антиклинальной структуры. Бокситоносная толща находится на сланцево-карбонатных породах и доломитовых известняках быстринской свиты верхнего рифея (рис. 73). Породы этой свиты в верхних частях сильно разрушены, выветрелы и переходят в каолинит-гидрослюдистые, песчанистые и алевритистые глины. Бокситоносная толща слагается свежими и выветрелыми туфами и туффидами, бокси-

тами, алевролитами и песчаниками с прослоями аргиллитоподобных глин. На бокситах или терригенных осадках залегают базальты нижнефранского возраста мощностью 10—70 м, а выше последних также нижнефранские песчаники, глины, алевролиты. На месторождении установлена одна крупная залежь бокситов линзо- и пластообразной формы длиной несколько километров. Залежь вытянута в субширотном направлении. В залежь объединяются изолированные сближенные тела линзовидной и сложной формы. Наиболее крупное тело — линзовидно-пластовое. Кровля залежи бокситов расположена на глубине 0,5—25,8 м. Состав бокситов гетит-шамозит-бёмитовый и каолинит-бёмитовый. Основную их массу слагают (в %): бёмит 30—40, гётит и гидрогётит 20—30; шамозит 20—30; каолинит 20, 30—50; в небольшом количестве отмечается диаспор. Состав бокситов следующий (в %): Al_2O_3 38,3—59,6, Fe_2O_3 12,0—38,6, TiO_2 2,1—4, CaO 0,11—0,56, S до 0,03, кремниевый модуль 2,1—19 (преобладает 3,6—8,4). Среди бокситовых месторождений выделяют элювиальные («структурные») по сланцево-карбонатным и вулканогенным породам, пролювиально-делювиальные и перетложенные (осадочные). Текстура перетложенных бокситов обломочно-бобовая. По-видимому, они формировались в озерно-болотных условиях и занимают пониженные участки, примыкая к структурным бокситам, байеровские руды составляют 60% запасов месторождения. Наиболее качественные бокситы находятся в центральных частях залежей.

Рис. 74. Схема геологической карты Северо-Уральского бокситоносного района. По Е. С. Губкину, Ю. М. Родченко с добавлением Г. Р. Кипраля:

1 — карбонатные отложения (известняки, рифовые, битуминозные, глинисто-известковистые сланцы D_2); 2 — бокситоносные отложения; 3 — известняки светлые, рифовые (петроплавловская свита D_1); 4 — известняки, глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (сарайная свита S_2 — D_1); 5 — порфириты с прослоями песчаников и известняков (сосвинская свита S_2); 6 — тектонические нарушения



Северо-Уральская группа месторождений расположена на восточном склоне Северного Урала на западном крыле Шегультанской синклинали Тагильского синклинория. Месторождения находятся в меридионально вытянутой депрессии и приурочены к перерыву в отложениях карбонатных пород петропавловской свиты нижнего девона и среднего силура и среднедевонских отложений, представленных известняками (рис. 74). Бокситовый горизонт нижнеэфельский. Падают бокситовые тела на восток под углом 25—45°. Бокситовые тела разбиты серией сбросов и взбросов. Мощность горизонта бокситов колеблется от долей метра до 30 м, в среднем 4,5 м. Лежащий бок залежи неровный, отмечается проникновение бокситов в карстовые углубления подстилающих известняков. Кровля бокситового горизонта ровная. Между известняками кровли и бокситами лежит прерывистый пласт сиаллитовых пород. По простиранию бокситы горизонта сменяются аллитами, а затем сиаллитами. Состав бокситов бёмитовый и бёмит-гидраргиллитовый и диспоровый. Рудная залежь представлена двумя горизонтами, нижний — красные бокситы, верхний — пестроцветные (зеленые и серые). На красные бокситы приходится около 90% запасов. При этом красные бокситы являются диаспоровыми; яшмовидные и пестроцветные — диаспор-бёмитовые; установлены также пирит-диаспор-бёмитовые руды. Высоким качеством отличаются красные бокситы, их состав (в %): Al_2O_3 53—55, SiO_2 2—6, Fe_2O_3 23—25, CaO 1,6—2,5, S 0,12—0,4 (до 1,1), CO_2 1,9—3,6, TiO_2 2—2,5. Высокосернистые колчеданные и пестроцветные бокситы содержат до 1—15% серы, но запасы их составляют всего 5% от общего количества запасов группы.

Бокситы группы рассматриваются или как морские осадочные образования, или, как это считает Г. Н. Бушинский для красных бокситов, как континентальные образования, возникшие за счет привноса обломочного материала временными потоками с отложением его в суходольных карстовых образованиях (воронках) и на карстовых понижениях (полях).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЗОЛОТО

Общие сведения

Среднее содержание золота в земной коре меньше миллионной доли процента, однако оно довольно широко распространено в природе. В небольших концентрациях золото присутствует в различных горных породах. Более высоким содержанием золота отличаются граниты — до 1,1 г/т, в диабазовых его до 0,76 г/т. Около 1 млрд. т золота заключено в водах Мирового океана (содержание 3—5 мг/м³). Главное промышленное значение имеют самородное золото и его теллуристые соединения. Самородное золото почти всегда содержит примеси серебра, немного меди и железа, изредка висмут, палладий, родий, иридий. Поэтому введено понятие «проба» золота. По

пробе судят о «чистоте» золота, о количестве примесей в нем. Например проба 800 означает, что на 1000 частей приходится 800 частей золота и 200 частей других металлов. Согласно действующим стандартам, в СССР золото имеет следующие пробы: 375, 500, 583, 750, 958. Электрум (Au, Ag), содержащий от 30—40 до 50% Ag, встречается сравнительно редко. Из теллуристых природных соединений золота известны: калаверит — $AuTe_2$, сальванит — $AuAgTe_4$ и др.

Теллуриды золота обычно встречаются в ассоциации с электрумом и другими, гидротермальными низкотемпературными минералами. В поверхностных условиях эти соединения неустойчивы и в зоне окисления, в россыпях образуют самородное золото, отличающееся высокой пробностью. Золото присутствует в рудах в виде зернообразных и крючковатых выделений и в рассеянном состоянии, чаще всего в жильном кварце или в рудных минералах — арсенопирите, пирите, халькопирите, блеклых рудах, галените и других сульфидах. Кондиционными считаются руды коренных месторождений, где Au не менее 3 г/т, и россыпи, где Au не менее 0,1 г/т (для механизированной добычи). Богатые руды золота содержат более 15 г/т. В большинстве коренных месторождений золота установлены элементы-примеси: серебро, висмут, мышьяк, сурьма, теллур и др. Их попутное извлечение повышает рентабельность месторождений. Россыпные месторождения могут содержать кристаллы горного хрусталя, титанит-ильменита, минералы группы платины. Поэтому комплексное изучение месторождений — задача весьма ответственная. Химическая стойкость, ковкость, красный цвет и сильный блеск обеспечили золоту использование в качестве валютного и ювелирного металла. Золото применяется для изготовления химически стойкой лабораторной аппаратуры, в зубоорудном деле, фотографии. В последнее время золото широко используется в новой технике в качестве сварочного материала, для изготовления термонар, волосков хронометров и гальванометров, в качестве покрытия поверхности ракет и других аппаратов, запускаемых в космическое пространство (для отражения тепла и света). К весьма крупным месторождениям коренного золота относятся месторождения с разведанными запасами свыше 100 т и россыпные, содержащие более 50 т металла, к крупным — соответственно 50—100 и 25—50 т, к средним — 10—50 и 1—25 т, к мелким — месторождения с запасами менее 10 т для коренных и менее 1 т золота для россыпных. Добыча золота в 1975 г. составила 939,1 т (без СССР). В капиталистических странах 75% годовой добычи золота обеспечивает ЮАР, затем Канада (5,6%), США (3,4%), Австралия (1,4%) и др. В СССР золото добывается в Якутской АССР, в Забайкалье, на Урале, в Средней Азии и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Золото встречается во всех эндогенных генетических типах рудных месторождений (за исключением пегматитов), в двух типах экзогенных — выветривания и россыпной, а также в метаморфизо-

ванных месторождениях. Промышленное значение имеют в основном гидротермальные, россыпные и метаморфизованные месторождения.

Гидротермальные высокотемпературные месторождения золото-арсенопиритовой формации залегают среди гранитоидов и докембрийских метаморфических пород. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с видимым золотом и сульфидами, а также пиритизированными и окварцованными зонами во вмещающих породах. С арсенопиритом, пиритом и другими сульфидами связаны тонкодисперсные трудноизвлекаемые вкрапления золота (месторождения Урала, Колар в Индии и др.). Месторождения этого типа широко распространены.

Гидротермальные среднетемпературные месторождения кварц-сульфидной и золото-кварцевой формации представлены жилами, залегающими внутри массивов палеозойских гранитоидов и во вмещающих осадочных породах кровли. Руды сложены кварцем, карбонатами, баритом и сульфидами — пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и др. Золото присутствует в самородном виде в кварце и как примесь в сульфидах. Этот генетический тип широко распространен и имеет большую промышленную значимость. В СССР к нему относятся некоторые месторождения Урала, Казахстана, Забайкалья и др., за рубежом — месторождения Материнская Жила и Грэсс-Валли в США, Калгурли в Австралии, месторождения Ганы, Кении и др.

Гидротермальные низкотемпературные месторождения золото-серебряной формации залегают в эффузивных породах и пространственно связаны с областями молодого вулканизма. Рудные тела представлены жилами и штокверковыми зонами, сформированными на малых глубинах. Оруденение неравномерное, кустовое (банцевое). В составе руд отмечаются халцедоноподобный кварц, кальцит, родохрозит, барит, адуляр, сульфиды, минералы серебра, серебристое золото, теллуриды золота. Примерами могут служить месторождения Забайкалья, Северо-Востока СССР; за рубежом — Комшток, Гольдфильд и др. в США, Эль-Оро в Мексике, месторождения Чили, Перу, Новой Зеландии, Индонезии, Японии, Румынии и др. Кроме золота из руд извлекают серебро.

Месторождения выветривания представлены железными и свинцовыми шляпами сульфидных месторождений, в которых золото накапливается вместе с гидроокислами железа, карбонатами свинца, вторичными минералами серебра. Золото выделяется в виде пленок в кавернах и ячейках выщелачивания. Иногда в условиях свободного роста образуются кристаллики. Примерами могут служить железные шляпы колчеданных месторождений Урала, Балкан, Японии и др., зоны окисления полиметаллических месторождений Забайкалья и др.

Золотоносные россыпи продолжают играть значительную роль как объекты добычи золота. Наиболее распространены аллювиальные россыпи, содержащие золото. Аллювиальные россыпи в соответствии с условиями залегания подразделяются на русловые, долинные и террасовые. Русловые и долинные образовались в четвертичное время. Они распространены в СССР в бассей-

нах рек Лены, Колымы, Алдана, Амура, Енисея и др. Террасовые россыпи образовались раньше долинных и залегают на продольных террасах. Они незначительны по размерам, но содержание золота в них бывает богаче, чем в долинных россыпях. В СССР террасовые россыпи расположены в Ленском районе, на Алдане, Колыме. Богатые элювиальные россыпи золота известны в Австралии (округ Калгурли), где они являются продуктом латеритного выветривания золотоносных кварцевых жил. Морские россыпи встречаются вдоль берегов моря. Образуются они за счет разрушения кварцевых жил и древних береговых россыпей, бедных золотом. Длина морской россыпи Номэ (Аляска) 5 км, ширина 80—100 м. Содержание золота в россыпи местами 200 г/т. Широко развиты погребенные россыпи. Например, в СССР юрские россыпи Урала погребены под морскими отложениями мелового возраста или континентальными осадками кайнозоя, россыпи четвертичного возраста на Северо-Востоке СССР и в Сибири перекрыты ледниковыми отложениями.

Метаморфизованные месторождения представлены золотоносными конгломератами — продуктом преобразования древних россыпей, в основном докембрийских. Пример — уникальное месторождение золотоносных конгломератов Витватерсранд в Южной Африке. Месторождений подобного типа в СССР не установлено. Однако геологические условия, сходные с условиями Африканского щита, известны на древних щитах Восточно-Европейской и Сибирской платформ, где фиксируются докембрийские олигомиктовые и монокварцевые конгломераты. Проблема выявления промышленных месторождений золотоносных конгломератов представляет большой практический интерес.

Описание месторождений

Кочкарское золото-мышьяковое месторождение находится на Урале в пределах массива палеозойских плагиигранитов. Западная и восточная поверхности контактов массива падают к востоку под углами 75—80°. Тектонические разломы северо-западного простирания разделяют массив плагиигранитов на ряд блоков различной величины. Н. И. Бородаевский считает возраст разломов догранитным, затем в различное время происходило неоднократное их подновление. Многочисленные дайки на месторождении представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, диоритами, диоритовыми порфиритами и др. Большинство даек подверглось глубокому метаморфизму, превратившему их в характерную для Кочкарского месторождения темную породу — «табашку», состоящую из биотита, амфибола, полевых шпатов, эпидота, хлорита, граната, турмалина, кварца и карбонатов. Максимальное число даек «табашек» совпадает с общим контуром распространения оруденения. Рудное поле сложено рудными жилами, которые группируются в три главные свиты северо-восточного направления. По минеральному составу выделяют три группы золотоносных жил: кварцевые, сульфидно-силикатные и карбонатные. В рудах присутствуют арсенопирит, сульфиды меди, свинца, цинка и золото, реже встречаются кобаль-

тин, шеелит, висмутин, самородные висмут и серебро. Нерудные минералы представлены в основном кварцем, присутствуют биотит, турмалин, эпидот, гранат и др. Золото в сульфидно-кварцевых жилах встречается в кварце, пирите, арсенопирите. Форма его выделений разнообразна, преимущественно комковатая и дендритовая; размеры золотинок колеблются от тысячных долей до нескольких миллиметров. Околорудные изменения выражены окварцеванием, карбонатизацией, серицитизацией, хлоритизацией, пиритизацией. Вдоль рудных жил прослеживаются ореолы березитов с вкрапленностью сульфидов. Кроме золота из руд извлекается мышьяк.

Месторождение Мурунтау расположено в Тянь-Шане, среди древних осадочно-метаморфических образований. Месторождение залегает в свите флишеидных алевролитов, песчаников и филлитовидных сланцев (рис. 75). Изверженные породы представлены дайками плагиогранит-порфиров, сиенит-порфиров, расположенными зонально. Наиболее протяженная (около 7 км) зона даек широтного простирания и крутого падения прослежена в средней части рудного поля. В ней отмечено более 30 даек. В юго-восточной части месторождения вскрыты два штокообразных тела гранодиоритов. Структура рудного поля характеризуется сложным сочетанием складчатых и разрывных

нарушений. Главная складчатая структура рудного поля — Мурунтауская антиклиналь. Она осложнена дополнительными пликативными дислокациями, выразившимися в развитии пологих перегибов слоев. Основные разрывные нарушения представлены сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами. В пределах этих структур отмечаются зоны дробления шириной 5—7 м, выполненные тектонической глиной и брекчий. В пределах рудовмещающей толщи широко развиты непротяженные тектонические трещины отслоения, отрыва и скола. К ним приурочены многочисленные прожилки кварца, кварц-турмалиновой брекчии, пирит-арсенопиритовые и кварц-пирит-арсенопиритовые жилы и прожилки. В морфологическом отношении месторождение представляет собой штокверк. В пределах штокверка выявлен ряд сложных залежей с прожилково-вкрапленным и жильным оруденением. Основная масса золота месторождения заключена в рудных

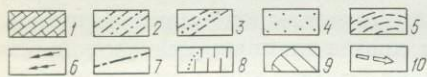
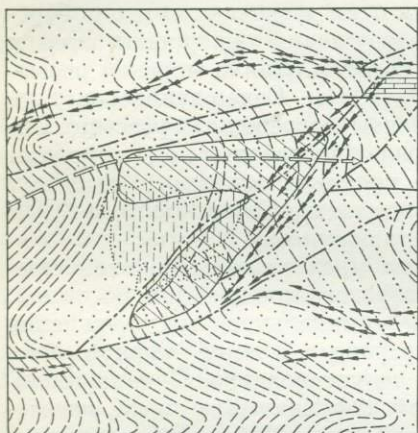


Рис. 75. Схема геологической карты рудного поля Мурунтау. По А. Т. Бендику и др.

1 — известняки (D); 2 — песчаники (S); 3 — сланцы с прослоями песчаников (S); 4 — алевролиты и филлитовидные сланцы (S); 5 — сланцы (S); 6 — дайки кислых и щелочных пород; 7 — разрывные нарушения; 8 — рудный штокверк; 9 — кварц-турмалиновые брекчии; 10 — ось Мурунтауской антиклинали

нарушений. Главная складчатая структура рудного поля — Мурунтауская антиклиналь. Она осложнена дополнительными пликативными дислокациями, выразившимися в развитии пологих перегибов слоев. Основные разрывные нарушения представлены сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами. В пределах этих структур отмечаются зоны дробления шириной 5—7 м, выполненные тектонической глиной и брекчий. В пределах рудовмещающей толщи широко развиты непротяженные тектонические трещины отслоения, отрыва и скола. К ним приурочены многочисленные прожилки кварца, кварц-турмалиновой брекчии, пирит-арсенопиритовые и кварц-пирит-арсенопиритовые жилы и прожилки. В морфологическом отношении месторождение представляет собой штокверк. В пределах штокверка выявлен ряд сложных залежей с прожилково-вкрапленным и жильным оруденением. Основная масса золота месторождения заключена в рудных

залежах, где сочетаются круто- и пологопадающие кварцево-жильные и прожилковые зоны. Секущие рудные зоны более богаты золотом. Они представляют собой серию параллельных кулисообразно расположенных кварцевых жил и кварц-сульфидных, кварц-турмалиновых и карбонатных прожилков. Иногда зоны секущих кварцевых жил осложнены повторными разрывами: контакты жил в этих случаях сорваны подвижками, кварц раздроблен и рассечен тонкими прожилками карбонатов, сульфидов, сетью тонких кварц-турмалиновых жилок. Сogласные жильные зоны, примыкающие к крутым «стволам», характеризуются более низким содержанием золота и более сложным его распределением. Состав руд сложный. Основной жильный минерал — кварц, в небольших количествах встречаются калиевый полевой шпат, биотит, кальцит, турмалин и альбит. Рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, изредка отмечаются гнезда шеелита, в небольших количествах установлены сфалерит, галенит, самородный висмут. Золото отмечается в жилах и прожилках крупно-среднезернистого кварца и сульфидов в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, висмутином и самородным висмутом. Золото мелкое и дисперсное. В качестве примесей присутствуют серебро, медь, висмут, свинец, мышьяк, железо. В пределах рудного поля развиты контактово- и гидротермально-метасоматически измененные породы — ороговикованные породы с биотитом и актинолитом. На глубине интенсивность этих изменений увеличивается, что связано, вероятно, с воздействием глубокозалегающего гранитоидного интрузива. В пределах рудных зон кварц-микроклиновые метасоматиты образуют оторочки мощностью 2—3 см вокруг золотоносных кварцевых жил и прожилков. Процесс рудообразования на месторождении Мурунтау был сложным, многостадийным. Месторождение относится к рудной золото-кварцевой формации.

Месторождения Балейского рудного поля находится в Забайкалье. Ундино-Даинская депрессия, в пределах которой залегают собственно месторождение Балей (рис. 76), Тасеевское и др., слагается конгломератами, песчаниками и озерно-делювиальными отложениями верхней юры — нижнего мела. В верхней части разреза залегают третичные конгломераты, в основании депрессии — герцинские граниты. Структура рудного поля определяется серией тектонических разрывов, сопровождающихся многочисленными трещинами отрыва. Контакт осадочных пород с гранитами фундамента тектонический. В пределах контакта располагается выдержанная кварцеворудная жила Контактная (месторождение Балей) и серия жил в гранитах фундамента. На Южном участке (Тасеевское) жилы залегают в осадочных породах. Среди жил отмечаются крутопадающие (углы падения 50—80°) и пологопадающие (15—35°). Рудные жилы часто приурочены к взбросам, наблюдается их выклинивание. Они сложены халцедоновидным кварцем, халцедоном (90%), адуляром, карбонатом, серицитом, сульфидами (0,5—1,5%). Золото (в основном дисперсное) ассоциирует с блеклыми рудами и особенно с пираргиритом. В небольшом количестве в рудах присутствуют арсенопирит,

халькопирит, антимонит. Минерализация развивалась стадийно: ранняя кварцевая минеральная ассоциация, затем адуляр-каолинит-кварцевая (главная для концентрации золота) и последующие — кварц-карбонатная, кварц-сульфидная, золото-пираргиритовая и антимонитовая. Текстуры руд разных участков несколько отличаются между собой. На Тасеевском месторождении они более тонкозернистые и тонкополосчатые, чем на других. Характерен зеленоватый цвет золота, его высокая серебристость. Месторождения Балецкого рудного поля относятся к низкотемпературным гидротермальным близповерхностным образованиям.

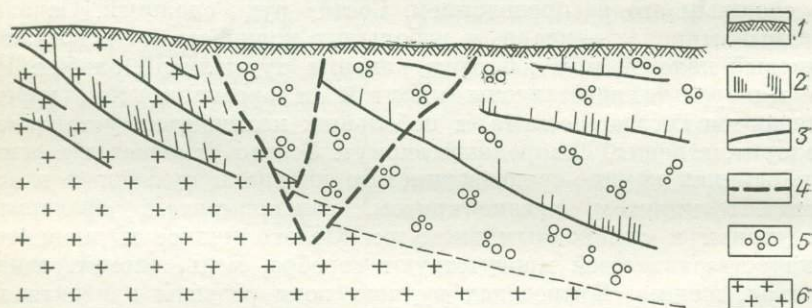


Рис. 76. Разрез вкрест простирания рудных тел месторождения Балецкого. По П. С. Берштейну:

1 — почвенный слой; 2 — крутопадающие жилы; 3 — пологопадающие жилы; 4 — сбросы; 5 — нижнемеловые конгломераты; 6 — гранодиориты

Россыпи бассейна р. Бодайбо. Ленский район — старый золото-промышленный район. В бассейне р. Бодайбо основное промышленное значение имеют погребенные аллювиальные россыпи. По рельефу бассейн представляет собой глубоко расчлененное низкоегорье с несколькими уровнями террас. Россыпи располагаются в долине самой реки, в долинах ее притоков, на террасах и в глубоких тальвегах. В строении россыпей участвуют аллювиальные отложения, возраст которых, на основании палинологических анализов, определен как ранне-среднечетвертичный. Различают два типа золотоносных пластов: галечные или валунно-галечные и щебнистые. Наиболее высокие концентрации золота сосредоточены непосредственно над плотиком и в трещинах плотика. Золото преимущественно крупное (размер золотинок от 2 до 4 и до 8 мм), встречаются самородки.

Месторождение Витватерсранд — крупнейшее в мире. Оно расположено в ЮАР. Разрабатывается с 1885 г. Месторождение сложено протерозойскими породами: кристаллическими сланцами, кварцитами, конгломератами, песчаниками. Мощность свиты Витватерсранд 4000—7500 м. Золотоносные конгломераты залегают в средней части разреза свиты среди кварцитов и грубых песчаников и в вышележащих свитах (Трансвааль и др.), сложенных вулканическими породами, конгломератами и другими, осадочными породами. Конгломераты образуют протяженные (до 160 км) горизонты (риффы), мощ-

ность которых варьирует от нескольких сантиметров до 3—4 м. Для рудных тел характерно струйчатое обогащение золотом у подошвы пласта. В золотоносных горизонтах встречается много обломочных аксессуарных минералов: циркона, корунда, граната и др. В цементе присутствуют пирит, халькопирит, золото. Зона окисления на месторождении достигает 70 м. Содержание золота здесь примерно в три раза выше, чем в первичных рудах, где оно в среднем составляет 12 г/т. В рудах встречается урановая смолка. Разработка золотоносных конгломератов ведется на горизонте более 2000 м, глубина отдельных шахт свыше 4000 м. Южноафриканские рудники самые глубокие в мире. На начало 1976 г. годовая добыча золота составила около 33 тыс. т.

СЕРЕБРО

Общие сведения

Среднее содержание серебра в земной коре $7 \cdot 10^{-6}\%$. Геохимия серебра сходна с геохимией золота, меди, свинца, что обуславливает их совместную миграцию в растворах и нахождение в медьсодержащих, золоторудных и свинцово-цинковых месторождениях. В различных генетических типах этих месторождений в рассеянной форме сосредоточено около 90% всех запасов серебра. При повышенных концентрациях в гидротермальных растворах серебро способно образовывать самостоятельные природные скопления. Главнейшие минералы серебра: самородное серебро — Ag (обычно содержит примеси Au, Cu, Bi, Sb, Hg), аргентит (серебряный блеск) — Ag_2S , электрум — Ag, Au, пираргирит — Ag_3SbS_3 и прустит — Ag_3AsS_3 . Серебро издавна используется для изготовления монет и ювелирных сплавов. В современной технике и технологии серебро применяется в электро-технической и электронной промышленности, в производстве промышленных сплавов, где оно часто заменяет олово (2% Ag заменяют 30% Sn). Сплавы применяются в ракетно- и самолетостроении, для изготовления химической аппаратуры и в производстве химического лабораторного оборудования (тигли, проволока и др.). Серебро идет на изготовление аккумуляторных батарей военного назначения, применяется в фарфоровом, керамическом производстве, в медицине. В фото- и кинопромышленности серебро используется для изготовления светочувствительной эмульсии. Около 70—75% серебра извлекается попутно из руд цветных металлов, а также из золотых руд. Чисто серебряных месторождений имеется сравнительно немного. За рубежом на их долю приходится всего 9% запасов серебра. В СССР роль чисто серебряных месторождений также мала. Руды собственно серебряных месторождений разрабатываются при содержании серебра не менее 300 г/т. Основные запасы серебра сосредоточены в США, Мексике, Канаде, Перу, Австралии. Добыча серебра в 1975 г. велась более чем в 45 странах мира. Среднегодовой уровень добычи за 1974—1975 гг. составил около 7360 т (без СССР). Потребление серебра в 1975 г. достигало 12 125 т (без СССР). Крупнейшие потребители серебра в промышленности — США, ФРГ, Япония, Ве-

ликобритания и др. Цены на серебро на мировом рынке в 1975 г. варьировали от 13,2 до 15,9 центов за 1 г. В СССР действуют следующие стандарты на пробу серебра: 800, 875, 916.

Генетические типы промышленных месторождений

Серебро образует повышенные концентрации в месторождениях различных генетических типов: магматических, скарновых, гидротермальных, осадочных.

Гидротермальные месторождения имеют главное промышленное значение, особенно низкотемпературные. Основная масса серебра добывается из комплексных руд. В СССР промышленный интерес представляют медно-порфиновые, золоторудные и свинцово-цинковые месторождения. Примерами служат медно-порфиновые месторождения Армении, Казахстана, Средней Азии.

Прожилково-вкрапленные медно-молибденовые месторождения во вторичных кварцитах хотя и содержат относительно низкие концентрации серебра (от 3 до 28—85 г/т), в связи с крупными размерами являются промышленными источниками последнего в ряде стран. На их долю приходится до 50% добычи серебра (США, Перу и др.). В медно-порфировых и медно-молибденовых рудах серебро накапливается в халькопирите, пирите, галените, сфалерите, борните. Встречаются собственные минералы серебра: самородное серебро, электрум, теллуриды золота и серебра.

Золоторудные месторождения исключительно благоприятны для накопления серебра. Причем его концентрация резко возрастает (до 500 г/т) в близповерхностных вулканогенных месторождениях, генетически связанных с молодым андезит-дацитовым вулканизмом, и более низка (2—110 г/т) в глубинных золоторудных месторождениях, приуроченных к гранитоидам. Рассеянный тип серебряной минерализации характерен для золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Примеры — месторождения Урала, Казахстана, Северо-Востока СССР, Забайкалья.

Свинцово-цинковые месторождения отличаются высокой серебреносностью руд, особенно близповерхностные вулканогенные. Более обогащены серебром комплексные свинцово-цинковые месторождения с содержанием в рудах сурьмы, олова, висмута (месторождения Якутия, Забайкалья). В них иногда содержится 800—2000 г/т Ag. Содержат серебро свинцово-цинковые месторождения с повышенным содержанием меди и висмута (месторождения Восточного Карамазара — Алмалыкское, Канимансур и др.), а также комплексные оловянно-свинцово-цинковые месторождения (Якутия, Забайкалье и др.).

Собственно серебряные месторождения следует отметить в завершение обзора промышленных типов гидротермальных месторождений. Следует назвать гидротермальные низкотемпературные месторождения Мексики, на долю которых приходилось длительное время треть добычи серебра капиталистических стран. В районах Пачук и Вета Мадре среди эффузивных образований залегают богатые серебр-

ром продуктивные кварц-карбонатные жилы протяженностью до 1000 м и мощностью 2—5 м.

Магматические сульфидные медно-никелевые месторождения (Норильская и Кольская группа), *скарновые* месторождения сульфидных медных, медно-магнетитовых, золото-мышьяковых (в гранодиоритах), свинцово-цинковых (в гранитоидах) руд (Урал, Приморье и другие месторождения СССР; месторождения Канады, Мексики и др.) содержат иногда повышенные концентрации серебра (от 6 до 620—840 г/т). Последнее отмечается на свинцово-цинковых месторождениях Мексики. Серебро накапливается в галените, сфалерите, халькопирите, пирите и блеклых рудах; встречаются включения самородного серебра, аргентита и других, серебряных минералов.

В колчеданных месторождениях серебро накапливается в повышенных количествах в комплексных медно-цинковых и медно-свинцово-цинковых рудах (месторождения Кавказа, Алтая и др.).

Осадочные месторождения своим происхождением в значительной степени обязаны биохимическим процессам. Отмечены повышенные содержания серебра в угольных пластах (до 10 г/т в золе), битуминозных сланцах (5—10 г/т) и в золе нефти (до 100 г/т). Серебряные минералы в зоне окисления часто ассоциируют с растительными остатками. На крупном месторождении Сильвер Риф (шт. Юта, США) в пластах серброносного песчаника наблюдались остатки окаменелого дерева. Мощность пластов песчаников достигает 4—15 м. Содержание серебра 0,26%. На отечественных месторождениях медистых песчаников отмечается повышенное содержание серебра в борнит-халькозиновом типе руд, где встречаются самородное серебро и аргентит. Уникальны по запасам серебра месторождения цехштейна Польши и ГДР, где серебро связано с халькопирит-борнитовыми рудами. Россыпи серебра редки. Богатые элювиальные россыпи известны в Канаде (район Кобальт), где они образовались в результате разрушения богатых серебром первичных золоторудных месторождений.

ГРУППА ПЛАТИНЫ

Общие сведения

В группе платиновых металлов объединяются платина и пять платиноидов: палладий (Pd), родий (Rh), осмий (Os), рутений (Ru), иридий (Ir). Кларки платины и платиноидов составляют миллионные доли процента. Более распространены платина, палладий и иридий. Главные минералы: поликсен — Pt, Fe, палладистая платина — Pt, Pd, иридная платина — Pt, Ir, осмистый иридий — Ir, Os, сперрит — PtAs₂, известны также ферроплатина — Pt, Fe, невьянскит — Ir, Os, куперит — PtS, сысертскит — Os, Ir и др. Интерес промышленности к платиновым металлам объясняется их весьма ценными свойствами. Высокая огнеупорность, хорошая электропроводность, химическая стойкость, способность поглотить газы и другие свойства обеспечили платиноидам особое место в отраслях новой техники. Основной потребитель платины и ее сплавов — химическая промышленность. Плати-

на, рутений, родий и др.—лучшие катализаторы при многих химико-технологических процессах (в производстве серной и азотной кислот, высокооктанового бензина и др.); сплавы рутения с платиной нашли применение в топливных элементах космических кораблей и искусственных спутников Земли и т. д. Термонары из сплава родия и платины позволяют измерять самую высокую температуру (до 1800 °С). Родий обладает высокой отражательной способностью и поэтому его применяют для покрытия рефлекторов, прожекторов, технических зеркал измерительных приборов, ювелирных изделий и т. д. Сплавы родия с платиной используются при изготовлении сосудов для плавления стекломассы и получения тонких стеклянных и кварцевых нитей. Сплавы платины с 1—3% родия идут на изготовление лабораторной химической посуды для точных аналитических реакций. Такой посудой пользуются при анализе минералов. Палладий и его сплавы с серебром и рутением применяются в электротехнике в качестве контактов, с золотом — в зубоврачебном деле. Относительная дешевизна палладия делает его весьма перспективным заменителем платины. Минимальное содержание платины для коренных руд установлено 2—5 г/т породы, для россыпей 0,1—0,5 г/м³ песка. Для комплексных руд требования снижаются. Сульфидные медно-никелевые руды могут содержать платины 0,2—0,4 г/т. Месторождения с разведанными запасами платиноидов свыше 50 т считаются весьма крупными, от 5 до 50 т — крупными, 0,5—5 т — средними и менее 0,5 т — мелкими. На 1976 г. запасы платиноидов в мире оценивались в 12,8 тыс. т (без СССР). Добыча в 1975 г. достигла 71,7 т (без СССР). В основном платина добывается из месторождений платиновых руд ЮАР, медно-никелевых руд Канады, из россыпей Колумбии, Эфиопии, США. В СССР месторождения платиновых металлов имеются на Урале, в Сибири и др. В 1975 г. на мировом рынке среднегодовые цены на платиноиды (в долл. за 1 г) следующие: платина 5—5,5, палладий 2,5, родий 12, рутений 1,4, осмий 4,5, иридий 15.

Генетические типы промышленных месторождений

Основные генетические группы промышленных месторождений платиноидов — магматическая и россыпная.

Собственно магматические месторождения в ультраосновных породах — дунитах, пироксенитах — представлены относительно небольшими гнездами, линзами, шширами, жилами и рассеянной платиной с хромитом, титаномагнетитом, осмистым иридием и др. Содержание главных платиновых металлов — платины и палладия — крайне неравномерное. Платина содержит железо, иридий, осмий. К данному типу относятся месторождения Урала, за рубежом — Колумбии, Аляски, Канады. Месторождения имеют важное промышленное значение.

Собственно магматические месторождения в основных породах располагаются в габбро-диабазлах. Форма рудных тел массивных и вкрапленных медно-никелевых руд линзообразная. Минералы пла-

тиновой группы в рудах присутствуют в виде палладистой платины, сперрилита, куперита и др. Палладиевые и платиновые минералы содержат примеси родия, иридия, рутения, осмия. Платина и палладий извлекаются попутно с никелем, кобальтом и медью. Месторождения медно-никелевых руд обеспечивают почти половину мировой добычи платины и палладия. В СССР к этому типу относятся месторождения Сибири, за рубежом — Сёдбери (Канада), месторождения Южной Африки, Норвегии и др.

Россыпи платины аналогичны золотоносным и другим россыпям по условиям образования и залегания. Платиновые минералы вместе с хромшпинелидами, магнетитом и ильменитом концентрируются в делювиальных и аллювиальных долинных россыпях. Образование россыпей связано с разрушением выходов дунитов, перидотитов и пироксенитов. Длина россыпей до нескольких десятков километров, ширина до 300 м. Платиноносные россыпи имеются в СССР на Урале. За рубежом россыпи разрабатываются на Аляске, в Колумбии, Зимбабве, Замбии, Запре, Эфиопии и др. Платиноиды встречаются в золотоносных и алмазоносных россыпях, в золотоносных конгломератах Витватерсранда. Россыпные месторождения платины играют второстепенную роль по сравнению с коренными месторождениями.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АТОМНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Общие сведения

Начало развитию атомной энергетики было положено пуском в Советском Союзе первой в мире атомной электростанции в 1954 г. В 1980 г. в мире уже действовало 233 АЭС общей мощностью 133 ГВт. Предполагается, что к 2000 г. на долю АЭС будет приходиться до 40% всей вырабатываемой в мире электроэнергии.

Развитие атомной энергетики определяет необходимость своевременного обеспечения возрастающих потребностей в атомно-энергетическом сырье. В качестве такого сырья в принципе могут использоваться два элемента: уран и торий. Однако применение тория в реакторах сопряжено с некоторыми техническими трудностями и в настоящее время в атомной энергетике в промышленных масштабах используется только уран.

В чистом виде уран представляет собой серебристый тяжелый металл (плотность 19,05 г/см³), медленно окисляющийся на воздухе. Чистый уран слабо радиоактивен. Однако в природе соединения урана обычно содержат примесь сильно радиоактивного радия. Это обстоятельство очень важно для геологов, так как оно позволяет использовать при поисках урановых месторождений радиометрические методы.

В 1980 г. мировое потребление урана для энергетических целей составило около 30 тыс. т. При сохранении наметившихся темпов развития ядерной энергетики и соответственно роста потребности в уране известные мировые ресурсы этого элемента уже в ближайшем будущем не обеспечат необходимого развития добычи и должны бу-

дут восполняться и наращиваться путем усиления геологоразведочных работ.

В настоящее время промышленными считаются урановые месторождения, себестоимость получения 1 кг урана на которых не превышает 80 долл. за 1 кг. Мировые ресурсы урана при такой предельной себестоимости оцениваются около 1800 тыс. т*. При увеличении предельной себестоимости до 130 долл. за 1 кг мировые ресурсы могут быть увеличены примерно до 2500 тыс. т*.

В природе уран образует очень большое число минералов, однако промышленное значение в качестве урановых руд имеют лишь следующие: уранинит — $n \cdot \text{UO}_2 \cdot m \text{UO}_3$; настуран, или урановая смолка (скрытокристаллическая разновидность уранинита); урановая чернь (рыхлая сажистая разновидность настурана), коффинит — $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$; браннерит — UTi_2O_6 ; отенит — $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \times \times 8\text{H}_2\text{O}$; карнотит $\text{K}_2(\text{UO}_2)(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Первые четыре из перечисленных минералов содержат уран преимущественно в четырехвалентной форме и устойчивы только в восстановительной обстановке. Отенит и карнотит содержат уран только в высшей, шестивалентной форме и устойчивы в окислительной обстановке. При эндогенных, глубинных процессах образуются в основном минералы четырехвалентного урана. На поверхности в зоне окисления они разлагаются и замещаются минералами шестивалентного урана.

Все минералы урана радиоактивны. Это свойство используется в технологических процессах добычи и переработки урановых руд для отделения руд от пустой породы (радиометрическая сортировка), а также при поисках. Все минералы урана относительно легко растворяются в разбавленных кислотах и щелочах. Это свойство используется для выделения урана из руды гидрометаллургическим способом, т. е. путем обработки руды реагентами, фильтрации растворов и химическим или физико-химическим выделением металла из растворов.

Товарным продуктом горнодобывающих урановых предприятий, обычно является U_3O_8 , направляемая затем на специальные заводы, производящие атомное топливо.

Уран — элемент высокой химической активности. В геологических процессах он весьма подвижен и образует природные концентрации самых различных генетических типов.

Известны месторождения урана магматического, пегматитового, гидротермального, инфильтрационного и осадочного происхождения. Наиболее распространены гидротермальные и инфильтрационные образования.

В магматическом процессе при кристаллизации магм главная масса урана отжимается в остаточный расплав. Уран, остающийся в магме после отделения остаточных расплавов, рассеивается в массе породы. Наибольшим содержанием урана характеризуются кислые и щелочные породы. Основные и ультраосновные содержат

* Без СССР и социалистических стран.

уран в очень малых количествах. Обычно уран в магматических породах рассеян в породообразующих минералах (40—60% от общего количества) или сосредоточен в аксессуарных минералах (монацит, циркон, эвдиалит и пр.). Собственные минералы он образует очень редко.

Известные месторождения урана, которые можно считать магматическими (Илимауссак в Гренландии, Росс-Адамс на Аляске), представляют собой массивы ультращелочных интрузий, обогащенных ураноносными аксессуориями. Промышленное значение их невелико.

В пегматитовом процессе уран также не является типичным элементом. В кислых гранитных пегматитах кристаллы уранинита иногда встречаются совместно с минералами лития, ниобия, тантала. Они могут представлять некоторый промышленный интерес как попутные компоненты при разработке пегматитов на литий, тантало-ниобаты, слюду или керамическое сырье.

Относительно крупные концентрации урана в пегматитах образуются только в специфических условиях, определяющих быструю кристаллизацию вещества или возможность связывания урана относительно менее подвижными титаном и железом.

В гидротермальном процессе уран проявляется преимущественно в низкотемпературных формациях.

К скарновой формации может быть отнесено единственное в мире урановое месторождение Мери-Кетлин в Австралии, небольшое по запасам.

Наиболее вероятной формой переноса урана в гидротермальном процессе считаются комплексные уранил-карбонатные ионы — $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$ и $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$. Предполагается, что причинами разрушения этих комплексов и выделения из растворов минералов урана являются восстановительные реакции с вмещающими породами или дегазация рудоносных растворов (падение давления и уменьшение растворимости CO_2).

В экзогенных процессах уран весьма подвижен в поверхностных кислородсодержащих водах. В воды он попадает как при разрушении эндогенных месторождений, так и в основном за счет размыва гранитных массивов и других пород, содержащих рассеянный уран (при размыве 1 км^3 гранита в раствор может перейти до 10 тыс. т урана).

Основными процессами осаждения урана в экзогенных условиях являются процессы восстановления, ведущие к выпадению нерастворимых соединений четырехвалентного урана, а также сорбция урана органическими веществами или глинистыми минералами. Часто эти процессы проявляются совместно, так как органика является одновременно и хорошим сорбентом, и сильным восстановителем.

Среди экзогенных месторождений урана выделяются инфильтрационные, образованные путем осаждения урана из грунтовых вод, циркулирующих по ранее сформированным пористым породам, и собственно осадочные, в которых выпадение урана из раствора происходит одновременно с формированием осадочной породы. Инфильтра-

ционные урановые месторождения распространены в природе значительно шире осадочных.

Предполагается, что в раннем протерозое, в условиях бескислородной атмосферы уран мог мигрировать в поверхностных водах путем механического переноса минералов и образовывать россыпи. Именно таким образом трактуется большинством исследователей генезис древних ураноносных конгломератов месторождений Блайнд-Ривер (Канада) и Витватерсранд (ЮАР). В фанерозое, в

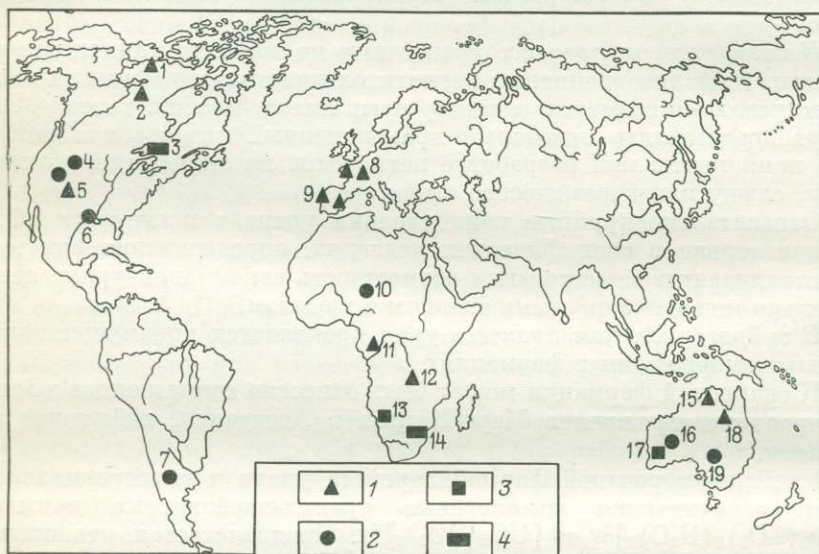


Рис. 77. Расположение наиболее крупных месторождений урана капиталистических и развивающихся стран:

1—4 — месторождения урана: 1 — гидротермальные, 2 — инфильтрационно-эпигенетические, 3 — пегматитовые, 4 — кластогенно-осадочные
 1—3 — Канада: 1 — Медвежье озеро, 2 — район Атабаски (Гуннар), 3 — район Блайнд-Ривер; 4—6 — США: 4 — район Вайоминга, 5 — район Колорадо — Нью-Мексико (Амброзия-Лейк), 6 — район Техаса; 7 — Аргентина (Мендоса и др.); 8 — Франция: Центральный Французский и Армориканский районы; 9 — Португалия (Уржерика); 10 — Нигер: район Адуты; 11 — Габон: район Франсвила (Мунана, Окю и др.); 12 — Заир (Шинколовбе); 13 — Намибия (Росинг); 14 — ЮАР (Витватерсранд); 15—19 — Австралия: 15 — район Арнемленда, 16 — Джиллири, 17 — Радиум-Хилл, 18 — Мери-Кетлин, 19 — район оз. Фром

условиях кислородного режима миграция урана могла происходить только в растворенной форме. На особенности миграции и концентрации урана в фанерозое большое влияние должны были оказывать локальные и глобальные (для различных периодов) климатические изменения. В целом влажный (гумидный) климат благоприятствовал выносу и рассеиванию урана, а аридный (сухой) его концентрации.

Наиболее крупные урановые провинции мира располагаются на территориях США и Канады, ЮАР, Намибии, Заира, Габона и Нигера, Австралии и Аргентины (рис. 77).

Основные промышленные типы месторождений урана

В предлагаемой классификации рассматриваются лишь месторождения, определившиеся в качестве основных промышленных типов источников уранового сырья.

I. Пегматитовые месторождения:

- 1) формация ураноносных мигматит-пегматитов.

II. Гидротермальные месторождения:

- 2) уран-альбититовая (уран-натровая) формация;
- 3) уран-молибденовая формация;
- 4) уран-титановая формация;

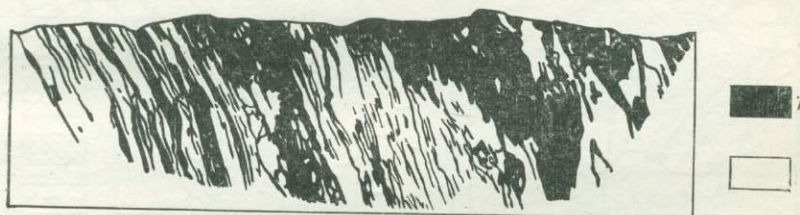


Рис. 78. Разрез месторождения Россинг:

1 — ураноносные пегматиты; 2 — вмещающие сланцы и мраморы

- 5) урановая формация (с золотом или никелем);
- 6) уран-битумная формация.

III. Инфильтрационные месторождения:

- 7) окислительно-восстановительного типа в песчаниках;
- 8) эвапорационного типа в калькретах.

IV. Осадочные месторождения:

- 9) древние метаморфизованные россыпи;
- 10) сорбционные уран-фосфорные в глинах с костными остатками ископаемых рыб.

Формация ураноносных мигматит-пегматитов. Единственное промышленное месторождение этой формации в настоящее время — месторождение Россинг в Намибии. Это месторождение приурочено к крупному прогибу в архейском гранито-гнейсовом основании. Прогиб выполнен метаморфизованными породами верхнего протерозоя, представленными мраморами, графитсодержащими кристаллическими сланцами и кварцевыми конгломератами. Месторождение представляет собой блок мраморов и сланцев, обильно инъецированный сложными послонными и секущими, ветвящимися и сочленяющимися телами мелкозернистых пегматитов, сложенных калишпатом, кварцем и биотитом (рис. 78). Тонкозернистый уранинит (зерна менее 0,3 мм) тяготеет к зонам, обогащенным биотитом. Кроме уранинита отмечаются циркон и молибденит, не имеющие промышленного значения. В зоне окисления вблизи поверхности развиты минералы шестивалентного урана. Руды месторождения убогие, но большие запасы (свыше 50 тыс. т металла) и благоприятные горнотехниче-

ские условия позволяют вести эффективную разработку открытым способом.

Уран-альбититовая (уран-натровая) формация. Гидротермальные месторождения, относимые к этой формации, распространены достаточно широко. Среди них отмечаются как штокверково-метасоматические, так и жильные образования с кварцевым или карбонатным выполнением. Основная черта этих месторождений — развитие во вмещающих породах альбита. Различаются два типа околорудных альбититов. Для первого из них характерно развитие кроме альбита еще и щелочных амфиболов (рибекита) и образование очень широ-

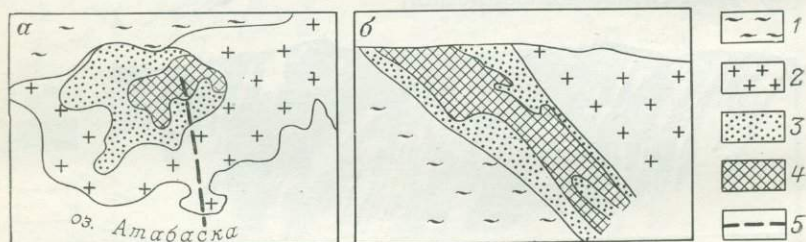


Рис. 79. Схематизированные план (а) и разрез (б) месторождения Гуннар:

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — альбититы по гранитам; 4 — урановая руда;
5 — ось рудного тела и направление разреза

ких зон альбитизации, содержащих урановую минерализацию только на отдельных участках. Уран здесь присутствует в форме уранинита и браннерита, образующих тонкую вкрапленность. Второй тип альбитизации отличается меньшей щелочностью процесса (выделяется только альбит) и присутствием гематита, придающего измененным околорудным породам яркую красную окраску. Этот тип альбитизации проявляется в более тесной связи с урановой минерализацией, представленной настуром и коффицитом в виде вкрапленности и прожилков. Отмечаются также апатит (иногда ураноносный), молибденит и пирит.

Один из типичных примеров урановых месторождений альбититовой формации (второй тип) — месторождение Гуннар в Канаде. Оно приурочено к крупному гранито-гнейсовому, куполообразному поднятию Канадского щита. Положение месторождения контролируется системой крупных разломов. Рудная залежь тяготеет к наклонному контакту гранитов и гнейсов и сопровождается широким ореолом интенсивной альбитизации*. Альбититы характеризуются красной окраской за счет тонкораспыленного гематита. Залежь представляет собой полого наклонный сложный штокверк (рис. 79). Основной урановый минерал — настур в ассоциации с карбонатом, хлоритом и гематитом, которые образуют прожилки и вкрапленность в

* Ранее эти альбититы часто описывались как сиениты или как альбитовые монцониты.

альбититах. Содержание урана в рудах около 0,1%. Общие запасы, по-видимому, составляют не менее 10 тыс. т. В настоящее время месторождение вырабатано.

Кроме штокервовых среди месторождений этой группы известны и жильные. Наиболее обычны карбонатные (кальцит-анкерит-доломитовые) жилы, иногда несущие кроме настурана сульфиды и арсениды кобальта, никеля, селениды, самородное серебро, висмут и др.

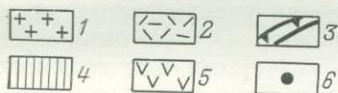
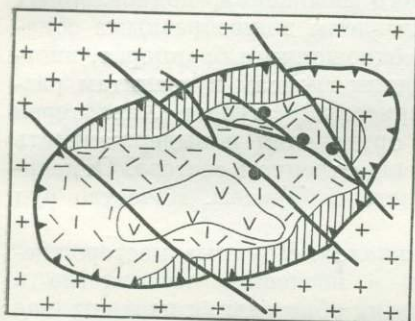


Рис. 80. Схема геологического строения уранового рудного поля, приуроченного к вулканогенно-тектонической структуре. По Ф. И. Вольфсону и др.:

1 — граниты фундамента; 2 — нижний покров дацитов; 3 — кольцевые и линейные разломы; 4 — контактные липаритов; 5 — верхний покров кислых туфов; 6 — урановые месторождения

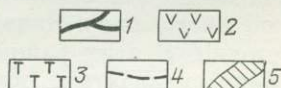
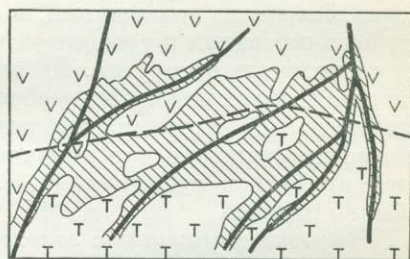


Рис. 81. Разрез рудной залежи уранового месторождения, локализованного в вулканогенно-тектонической структуре:

1 — разломы; 2 — туфы фельзитов; 3 — дациты; 4 — контакт пород; 5 — урановая руда

Уран-молибденовая формация. Месторождения урана, относимые к этой формации, распространены достаточно широко и тяготеют к областям древних (палеозойских, мезозойских, третичных) вулканических поясов континентального андезит-липаритового вулканизма. Для месторождений характерны приуроченность к структурам древних вулканов (кальдеры, некки) и четкий контроль длительно развивавшимися разломами, участками их сопряжения, пересечения или расщепления (рис. 80). Изменение вмещающих пород обычно выражается в серицитизации или аргиллизации. Урановая минерализация обычно представлена настураном в ассоциации с коффицитом. Весьма характерно присутствие в рудах молибдена, обычно выраженного скрытокристаллической разновидностью молибденита—иордизитом. Часто отмечаются также флюорит, пирит, карбонаты. Положение и форма залежей контролируются сочетанием структурных и литологических элементов (рис. 81). В соответствии с этим рудные залежи обычно имеют форму сложных неправильных штокервов или жильных зон различного падения. Иногда отмечается раз-

витие урановой минерализации по благоприятным горизонтам пород с образованием субпластовых тел. Качество руд различное, отмечаются рядовые и богатые руды. Присутствующий в рудах молибден обычно является сопутным ценным компонентом.

Уран-титановая формация. Месторождения этой формации встречаются относительно редко. Они находятся в областях древних щитов, испытавших тектоно-магматическую активизацию с внедрением субвулканических щелочных интрузий. Месторождения располагаются в крупных разломах древнего заложения, подновленных более молодыми подвижками, и представлены живообразными зонами брекчирования и трещиноватости, содержащими браннерит, иногда с примесью настурана. По вмещающим гнейсам и гранитам развивается калишпат-кварц-карбонат-пиритовый агрегат. Характерен значительный вертикальный размах оруденения и выдержанность его по простиранию при неизменном вещественном составе. Отмечается примесь в рудах золота, связанного с пиритом. Качество руд обычно рядовое.

Урановая формация с золотом и никелем. Крупные месторождения этой формации были обнаружены в последнее десятилетие в Северной Австралии и Канаде. Условия их образования изучены еще недостаточно. В этих районах месторождения располагаются среди интенсивно складчатых нижнепротерозойских образований, представленных различными сланцами, часто углистыми или графитистыми, доломитами и гнейсами, прорванными интрузиями долеритов. Нижнепротерозойские образования с резким угловым несогласием перекрываются горизонтально залегающими платформенными осадками верхнего протерозоя. Таким образом, характерная черта этих месторождений — приуроченность к древней поверхности выветривания. Однако положение месторождений в нижнепротерозойских породах четко контролируется разрывными нарушениями. Месторождения представлены сложными по форме субсогласными или секущими залежами. Вмещающие породы обычно интенсивно хлоритизированы, серицитизированы и доломитизированы. Как правило, рудные тела быстро выклиниваются с глубиной при удалении от поверхности несогласия. Руды представлены настураном и часто очень богатые (в месторождении Набарлек в Австралии более 10%). Характерно присутствие самородного золота (Австралия) или сульфидов никеля (Канада), причем содержания этих компонентов также очень велики. Большинство исследователей эти месторождения трактуются как первоначально гидротермальные, подвергшиеся резкому обогащению процессами окисления и цементации в предверхнепротерозойское время и последующему метаморфизму. Типичный пример этих месторождений — Рейнджер в Австралии (рис. 82). Оно приурочено к тектоническому контакту гнейсов с интенсивно нарушенной пачкой сланцев и доломитов. Эти нижнепротерозойские породы за пределами месторождения несогласно перекрываются горизонтально лежащими песчаниками верхнего протерозоя. Рудные залежи имеют вид сложного штокверка, грубо согласного с вмещающими породами. Оруденение сопровождается интенсивной хлорити-

зацией пород и представлено прожилками и густой вкрапленностью настурана. Присутствуют самородное золото и небольшое количество сульфидов. Руды месторождения богатые (более 0,2%). Запасы оцениваются свыше 70 тыс. т.

Уран-битумная формация. Месторождения формации проявлены относительно широко, но крупных известно немного. Все месторождения расположены среди осадочных пород наложенных впадин и

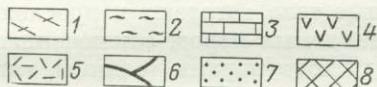
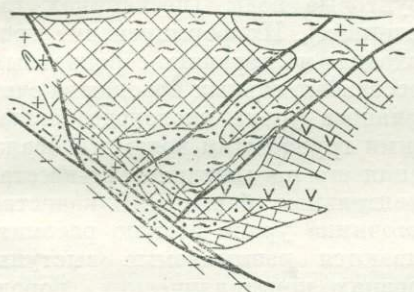


Рис. 82. Месторождение Рейнджер. Схематизированный разрез по Первой рудной залежи. По Н. П. Лаврову:

1 — гнейсы; 2 — графитистые и слюдяные сланцы; 3 — доломиты; 4 — долериты; 5 — дробленые породы; 6 — разломы; 7 — хлоритизация; 8 — урановая руда

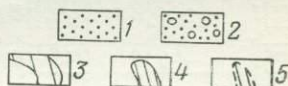
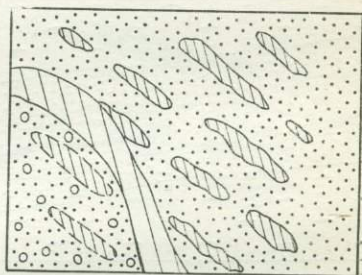


Рис. 83. Схема геологического строения месторождения Амброзия-Лейк. По Роеберу:

1 — песчаник сероцветный; 2 — песчаник окисленный; 3 — зона локализации вторичных руд на фронте пластового окисления; 4 — залежи первичных руд; 5 — реликтовые залежи первичных руд

характеризуются субпластовой формой залежей и согласным их залеганием.

Наиболее крупное месторождение этого типа — Амброзия-Лейк в шт. Колорадо (США). Месторождение приурочено к крупной впадине Син-Хуан, выполненной преимущественно песчано-глинистыми образованиями пермского, триасового, юрского и мелового возраста. Месторождение локализовано в горизонте песчаников, заключенном между слоями сланцев формации Моррисон (юра). За пределами распространения рудных залежей песчаники красноцветные, но в области их развития приобретают серый и белый цвета. Форма рудных залежей линзообразная; располагаются они в плоскости пласта песчаников закономерно, образуя четковидные цепочки (рис. 83). Мощность их значительно меньше мощности пласта песчаников и не превышает первых метров (рис. 84). Руды настурановые. Характерно присутствие минералов ванадия (роскоэлит и др.) и углеродистого вещества (битумы). На эти первичные залежи накладываются процессы более молодого пластового окисления, приводящие к лимонитизации песчаников и перераспределению урана в виде валуоб-

разных (так называемых «стековых») залежей небольшой ширины, мощностью близкой к мощности песчаников (10—20 м). Запасы Амброзия-Лейк оцениваются в более 100 тыс. т при высоком качестве руд (более 0,2%).

Инфильтрационные месторождения окислительно-восстановительного типа в песчаниках. Эти месторождения одни из самых распространенных в мире и известны на всех континентах. Они расположены в осадочных проницаемых породах, легко фильтрующих

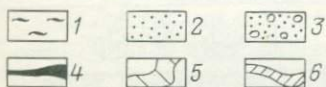
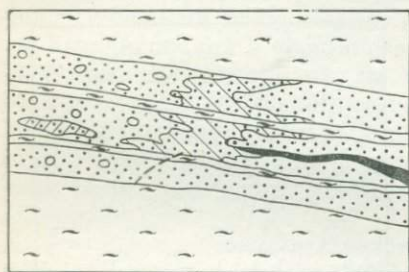


Рис. 84. Разрез месторождения Амброзия-Лейк. По Роеберу:

1 — сланцы (водоупор); 2 — песчаники сероцветные; 3 — песчаники окисленные; 4 — первичные руды; 5 — второстепенные «стековые» руды; 6 — реликты первичных руд в зоне окисления

грунтовые воды (песчаниках, галечниках). Их формирование происходит в первично-сероцветных восстановительных породах за счет привноса урана кислородсодержащими грунтовыми водами и осаждения его на окислительно-восстановительном барьере. В качестве источника урана обычно рассматриваются размываемые выступы древних кристаллических пород. Рудные тела тяготеют к прослоям проницаемых пород, заключенным между водоупорами (сланцы, глины, кристаллический фундамент). Формы их, так называемая ролловая, лентообразная в плане и серповидная в разрезе, располагаются на фронте пластового окисления, создаваемого фильтрующимися по проницаемому пласту кислотными

ми водами. Окраска вмещающих пород в «тылу» залежей желтая или красная (окисленная), а перед фронтом окисления — первично-сероцветная (рис. 85). Отмечается прямая зависимость качества руд от восстанавливающей способности пород, определяемой наличием органики, пирита и других восстановителей. Руды в ролловых залежах представлены преимущественно землистыми разновидностями пастурана (чернями). Иногда отмечается коффинит. Для некоторых месторождений характерны повышенные содержания селена.

Месторождения этого типа известны в США (штаты Вайоминг и Техас), Нигере, Аргентине и других странах. Запасы их часто значительны и измеряются многими десятками тысяч тонн урана. Проницаемость рудовмещающих пород этих месторождений создает благоприятные условия для отработки их способом подземного выщелачивания из скважин, что значительно дешевле обычного способа горной добычи. Поэтому они могут представлять промышленный интерес даже при очень низком содержании урана (первые сотые доли процента).

Инфильтрационные месторождения эвапорационного испарительного типа в настоящее время известны только в Австралии (Джилли-

ри). Они являются близсовременными, четвертичными образованиями районов с резко засушливым климатом. Месторождение Джиллири (рис. 86) приурочено к системе сезонных пересекающихся водотоков и представлено выделениями карнитита в породах своеобразных пород, получивших название калькретов. Калькреты пред-

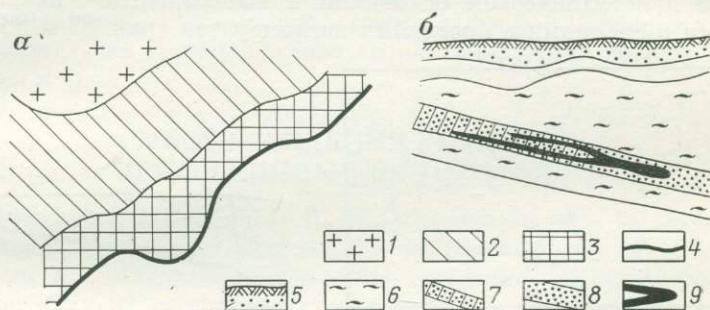


Рис. 85. Схематизированные план (а) и разрез (б) инфильтрационного эпигенетического месторождения в зоне пластического окисления:

1—4 — на плане: 1 — кристаллические породы обрамления впадины, 2 — окисленная часть рудомещающих пород, 3 — рудная залежь, 4 — фронт пластового окисления; 5 — перекрывающие рудный горизонт породы; 6 — глины; 7 — окисленные пески; 8 — неокисленные пески; 9 — рудная залежь

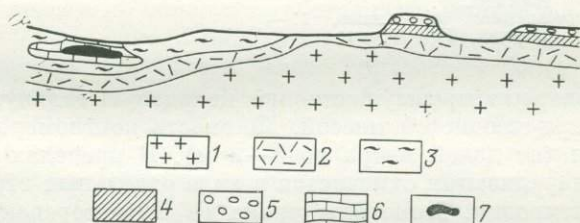


Рис. 86. Разрез месторождения Джиллири:

1 — граниты фундамента; 2 — кора выветривания гранитов; 3 — аллювий; 4 — глины; 5 — конгломераты; 6 — калькреты; 7 — урановая руда

ставляют собой аллювиальные пески, сцементированные новообразованиями кальцита. Их генезис связывается с испарением гидркарбонатных грунтовых вод. Источником урана и ванадия считаются кристаллические породы кислого и основного состава, слагающие цоколь всего района развития сети временных водотоков.

Месторождение Джиллири имеет значительные запасы (более 10 тыс. т), характеризуется высоким качеством руд (десятые доли процента) и весьма благоприятными горнотехническими условиями, так как руды практически залегают на поверхности.

Весьма вероятно, что в районах пустынного климата могут быть обнаружены новые подобные месторождения.

Древние метаморфизованные россыпи. Эти месторождения распространены в мире ограниченно и представлены древними ураноносными конгломератами, известными в Канаде и ЮАР. Вмещающие эти месторождения структуры представляют собой крупные субгеосинклинальные прогибы, заложенные в раннем протерозое на древнем кристаллическом основании и выполненные кварцитами, аркозами и сланцами с прослоями конгломератов (рис. 87 и 88). Кон-

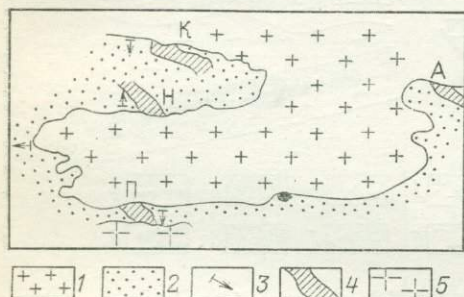


Рис. 87. Схема расположения урановых месторождений района Блайнд-Ривер:

1 — граниты архея; 2 — протерозойские кварциты и сланцы с прослоями конгломератов; 3 — элементы залегания протерозойской толщи; 4 — ураноносные зоны пласта конгломератов в проекции на поверхность; 5 — поздние рудовые граниты.

Урановые месторождения: А — Агню, К — Квирк, Н — Нордик, П — Пронто

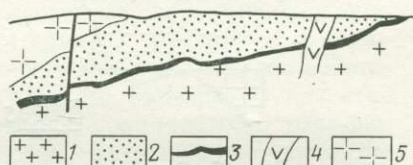


Рис. 88. Разрез месторождения Пронто. По В. Н. Котляру и др.:

1 — граниты архея; 2 — кварциты протерозоя; 3 — рудоносные кварцевые конгломераты; 4 — долериты; 5 — поздние рудовые граниты

гломераты содержат преимущественно кварцевую гальку, сцементированную кварц-сланцевидной массой. Мощность конгломератовых слоев небольшая (от долей метра до 1—2 м). В пределах этих слоев урановая минерализация отмечается в виде отдельных струй определенной ориентировки. Минералы урана (в Витватерсранде преимущественно уранинит, в Канаде браннерит) встречаются в цементе конгломератов и часто имеют вид окатанных зерен. Кроме урановых минералов в цементе отмечаются обломочные циркон, монацит, сфен, гранат, хромит, а из новообразованных — пирит и другие сульфиды. Конгломераты ЮАР содержат самородное золото при низком содержании урана и являются золоторудными месторождениями, из которых уран может добываться лишь попутно. В Канаде содержание золота в конгломератах низкое, однако высокое содержание урана (около 0,1%) допускает их эксплуатацию как урановых.

Общие запасы конгломератовых месторождений весьма велики и оцениваются в более 200 тыс. т.

Сорбционные уран-фосфорные месторождения в глинах с костными остатками ископаемых рыб. Месторождения этого типа встречаются редко. Известный район их развития представляет собой краевую зону платформы. Месторождения приурочены к морским мелководным фациям, представленным глинами, резко обогащенными костным детритом ископаемых рыб. Обломки костей фоссилизируются

ны (замещены фосфоритом) и содержат уран, редкие земли, молибден и другие элементы. Глины черные, обогащенные мельниковит-пиритом. Самостоятельных минеральных форм уран не образует и заключен в решетке апатита фоссилизованного костного детрита. Мощность рудных залежей небольшая, но размеры площади большие. Их форма в плане изометрическая или удлиненная; залегание субгоризонтальное. Руды комплексные на фосфор (содержание 6—12%), пирит (как сернокислотное сырье содержание до 30%), редкие земли и уран.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Многие элементы таблицы Д. И. Менделеева, еще недавно применявшиеся очень редко или вообще не применявшиеся, в настоящее время все шире используются современной промышленностью благодаря ряду их специфических, а подчас и уникальных свойств, весьма ценных и крайне необходимых для развития новых отраслей техники, таких как атомная энергетика, ракетостроение и авиастроение, радиоэлектроника, кибернетика и многих других. К числу таких элементов относятся литий, бериллий, титан, рубидий, стронций, иттрий, цирконий, гафний, ниобий, цезий, редкие земли, тантал, получившие довольно условное наименование редких, и галлий, германий, индий, селен, теллур, рений, обычно называемые рассеянными, так как они совсем не образуют собственных минералов или образуют их необычайно редко, а находятся в рассеянном состоянии в виде примеси в других минералах, часто сопутствуя более распространенным черным и цветным металлам. Собственных месторождений рассеянные элементы не образуют, и все они добываются попутно, из продуктов технологической переработки сырья более распространенных элементов (рудных концентратов, шламов, пылей, кеков, возгонов и пр.). За последние 25—30 лет потребность во многих из редких и рассеянных элементов возросла в десятки раз и продолжает стремительно расти.

Месторождения редких и рассеянных элементов характеризуются, как правило, низкими содержаниями этих элементов в рудах, измеряемыми десятками и сотнями, а иногда и тысячными долями процента. Поэтому их руды всегда требуют обогащения, которое нередко осуществляется по сложным многостадийным технологическим схемам, что сопровождается большими потерями полезных компонентов. В результате для получения 1 т металла требуется добыть и переработать сотни и даже тысячи тонн руды. Но руды часто комплексные, одновременно содержащие несколько полезных компонентов, добываемых совместно. Иногда редкие элементы извлекаются попутно при добыче или технологической переработке руд более распространенных элементов. Рассеянные элементы, за редкими исключениями, не образуют собственных минералов и тем более месторождений, и их основная масса добывается попутно с другими, преимущественно цветными, металлами.

В последние годы в результате широко развернутых во всем мире геологоразведочных работ выявлены новые генетические типы месторождений, где редкие элементы являются основным или попутным полезным компонентом. Вследствие ограниченного объема настоящего пособия не представляется возможным охарактеризовать даже кратко все известные генетические и промышленные типы месторождений редких элементов, поэтому здесь, как правило, приводятся только основные из них, имеющие наибольшее промышленное значение.

ЛИТИЙ

Общие сведения

Среднее содержание лития в земной коре 0,004—0,006%, наиболее богаты им граниты (0,004—0,018%) и гранитные пегматиты. Литий — литофильный элемент, по своим геохимическим свойствам близок к натрию, а по кристаллохимическим — к магнию и железу. В магматических процессах литий рассеивается в темноцветных породообразующих минералах (широксенях, биотите) и накапливается только в постмагматических процессах — пегматитовом и пневматолито-гидротермальном, но для гидротермальных сульфидных жил он нехарактерен. В гипергенных условиях он рассеивается, и лишь изредка его повышенные количества устанавливаются в рапе соляных озер.

Известно около 150 минералов, содержащих литий, из них около 30 — собственно литиевых, преимущественно силикаты и фосфаты, но промышленное значение в качестве источников сырья имеют только несколько: сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Li_2O 6—8%), петалит — $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$ (Li_2O 5%), лепидолит — $\text{K}[\text{Li}, \text{Al}]_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$ (F, OH) (Li_2O 3,2—5,7%), его железистый аналог цинвальдит — (Li_2O 2,9—4,5%) и амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4]$ (F, OH) (Li_2O до 10%).

Литий, относящийся к группе щелочных металлов, химически весьма активен и легко окисляется на воздухе, но менее активен, чем калий и натрий. Это очень мягкий легкий металл плотностью 0,534 г/см³; он плавится при 186°C и сохраняется в жидком виде в очень большом интервале температур — до 1200—1400°C.

В настоящее время литий — один из наиболее важных для промышленности редких элементов. За последние 25—30 лет литий нашел применение во многих отраслях промышленности и потребление его выросло в десятки раз, достигнув за рубежом 21 тыс. т (в пересчете на Li_2CO_3).

Литий используется как легирующий компонент в легких и ультралегких сплавах, применяется как жидкий теплоноситель в атомных реакторах; литий и получаемый из него тритий — главные компоненты водородных бомб. Гидрид лития служит портативным источником водорода в морском спасательном снаряжении и входит в состав ракетного топлива. Гидрат оксида лития применяется в долговечных и безвредных для окружающей среды аккумуляторах, в аппаратах очистки и кондиционирования воздуха, в подводных лод-

ках, космических кораблях и на промышленных предприятиях, а также в смазочных маслах, работающих в очень широком диапазоне температур.

В последние годы литий стал в большом количестве применяться в составе электролитов при электролизе алюминия. Весьма перспективно применение лития в новых отраслях техники — химических источниках тока, МГД-генераторах, преобразующих тепловую энергию в электрическую, в термоядерных электростанциях и т. д. Соединения лития используются в производстве некоторых видов пластмасс, синтетических каучуков и медикаментов. Красиво окрашенные разновидности сподумена — кунцит (фиолетовый) и гидденит (зеленый) — применяются в ювелирном деле.

Генетические типы промышленных месторождений

Гранитные пегматиты — основной источник литиевого сырья. Главным образом это сподуменовые пегматиты натриево-литиевого типа, сподуменовые и сподумен-липидолитовые, из которых добывается свыше 90% всего лития. По условиям залегания и внутреннему строению различаются две группы сподуменовых пегматитов:

1) линзо- и жиллообразные пегматитовые тела, располагающиеся в складчатых областях и пространственно связанные с гранитными массивами. Они характеризуются четко выраженным концентрическим зональным строением. Литиевая минерализация приурочена к центральному зонам и представлена обычно сподуменом и лепидолитом, реже петалитом;

2) плитообразные и линейно вытянутые жиллообразные пегматитовые тела, осложненные небольшими раздувами и пережимами, часто ветвящиеся, но в общем выдержанные по простиранию и падению. Они приурочены к региональным тектоническим зонам и располагаются группами вблизи гранитных массивов, образуя пегматитовые поля. Пегматиты этой группы не имеют четкого зонального строения, но литиевая минерализация, представленная, как правило, сподуменом, тяготеет к осевым частям тел.

Обе группы пегматитов близки по минеральному составу и сложены (в %) альбитом (30—35), микроклином (10—25), кварцем (20—25), мусковитом (3—5), сподуменом (15—25) и содержат также берилл, колумбит, танталит, касситерит, иногда лепидолит, петалит, поллуцит, которые добываются попутно. К промышленным относятся обычно руды, содержащие 0,7—1% Li_2O . Вместе с минералами лития ассоциируют и попутно извлекаются берилл, тантало-ниобаты, поллуцит, касситерит, полевые шпаты (особенно цепен рудоразборный микроклин). Обогащение сподумена производится методами ручной рудоразборки (чему благоприятствуют большие размеры его кристаллов и выделений), флотации и декрипитации. В последнем случае руда нагревается до 1000 °С; сподумен, переходя в β -модификацию, рассыпается в порошок, который отсеивается. Крупные месторождения сподуменовых пегматитов находятся в США, Канаде, КНР, Бразилии, Африке.

Меньшее промышленное значение имеют петалит-лепидолитовые и лепидолитовые пегматиты, в которых литиевыми минералами являются лепидолит, петалит, иногда эвкритит (Бикита в Зимбабве, Лондондерри в Австралии).

Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) с промышленным вольфрамовым или тантало-ниобиевым оруденением содержат обычно и значительное количество литиевых слюд — лепидолита или циннвальдита, которые могут добываться попутно.

Пневматолито-гидротермальные жилы с вольфрамитом и касситеритом. В экзоконтактной оторочке кварц-топазовых жил и грейзенах с вольфрамитом и касситеритом Рудных гор (ГДР) развит циннвальдит, который в довоенные годы добывался попутно с вольфрамитом и касситеритом. Аналогичные месторождения известны в ЧССР, КНР, Португалии, но их значение в качестве источника литиевого сырья незначительно.

Осадочные месторождения. Рапа некоторых соляных озер содержит литий наряду с такими элементами, как бор, бром, калий. В рапе оз. Сёрлс (США) содержание хлористого лития 0,02% и он добывается попутно с бором. Однако таких озер очень мало (США, КНР) и промышленное значение их невелико.

ЦЕЗИЙ

Цезий характеризуется наибольшей химической активностью и минимальным потенциалом ионизации среди всех металлов.

По своим геохимическим свойствам цезий аналогичен литию и сопутствует ему в процессах минералообразования. Кларк цезия 0,00037%, более высоким содержанием отличаются граниты (в среднем 0,00055%) и особенно гранитные пегматиты.

Собственно минералы цезия редки, их известно всего три, но добывается только один — поллуцит — $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, содержащий до 23% Cs_2O . В качестве примеси (обычно незначительной, но иногда достигающей нескольких процентов) цезий часто находится в берилле, биотите, флогопите, лепидолите и куплетските (цезий-куплетскит), из которых он также может извлекаться.

Применение цезия пока невелико и ограничивается преимущественно фотоэлементами. Но способность легко терять электроны создает большие перспективы для использования его в МГД-генераторах при прямом преобразовании тепловой энергии в электрическую.

Основным источником цезиевого сырья служат гранитные пегматиты натриево-литиевого типа, содержащие поллуцит, который находится обычно в центральных зонах жил и добывается попутно с минералами лития, тантала, ниобия и бериллия.

БЕРИЛЛИЙ

Общие сведения

По данным различных исследователей, среднее содержание бериллия в земной коре 0,0002—0,0007%, наиболее высоким содержа-

нием характеризуются кислые (0,0005%) и щелочные породы (0,004—0,007%).

Геохимически бериллий — это типично литофильный элемент.

Кристаллохимические свойства бериллия сходны со свойствами кремния: у них одинаковое координационное число по отношению к кислороду, близкие ионные радиусы и значения электроотрицательности Be^{2+} , близки также параметры комплексов $[\text{BeO}_4]^{6-}$, $[\text{BeF}_4]^{2-}$ и $[\text{SiO}_4]^{4-}$, поэтому бериллий изоморфно замещает кремний в силикатах и алюмосиликатах. Несколько реже он замещает алюминий, находящийся в четверной координации в алюмосиликатах.

В магматическом процессе бериллий полностью рассеивается в породообразующих алюмосиликатах и собственных минералов не образует. Концентрация бериллия и появление его собственных минералов происходят в постмагматических эндогенных процессах минералообразования: пегматитовом, пневматолито-гидротермальном и гидротермальном.

В гипергенных условиях химически стойкие минералы бериллия хорошо сохраняются в коре выветривания.

Среди многочисленных (свыше 50) минералов бериллия преобладают бериллосиликаты и силикаты: берилл — $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, содержащий 11—14% BeO , фенакит — $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$, в котором BeO 45,5%, берtrandит — $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$ с 39—45% BeO , гельвин и др. Наибольшее промышленное значение имеют берилл и берtrandит, служащие основными источниками получения бериллия. Кроме того, красиво окрашенные разновидности бериллиевых минералов используются в ювелирном деле в качестве драгоценных камней: изумруд, аквамарин, гелиодор, александрит, фенакит.

Металлический бериллий — очень хрупкий, твердый и легкий металл (плотность 1,85 г/см³), стойкий против коррозии, температура плавления 1280°C, хорошо пропускает рентгеновские лучи. Важная специфическая особенность — малое сечение захвата нейтронов.

Бериллий обладает многими уникальными и важными для новой техники свойствами, обеспечившими ему широкое применение. Бериллий высокой чистоты применяется в атомных реакторах как замедлитель нейтронов и как конструкционный материал. Легкие и прочные сплавы бериллия с магнием и алюминием используются в самолето- и ракетостроении. Сплавы с медью (бериллиевые бронзы) необычайно упруги; обладают высокой твердостью, прочностью, хорошей электропроводностью и коррозионной стойкостью, нашли широкое применение в особо ответственных деталях машин, оружия и приборов, подвергающихся длительному напряжению, трению и ударам. Бериллиевые сплавы не искрят при ударе и потому используются в промышленности взрывчатых веществ. Бериллий и его соединения добавляют в состав высокоэнергетических ракетных топлив (твердых и жидких) для повышения их удельной тяги и используются во многих других областях промышленности.

Производство бериллия в капиталистических странах составляет около 10 тыс. т ежегодно.

Генетические типы промышленных месторождений

Многочисленные месторождения бериллия представлены разнообразными генетическими типами, но основное промышленное значение в настоящее время имеют гранитные пегматиты, слюдисто-флюорит-берилловые и молибденит-вольфрамит-берилловые месторождения, а также кора выветривания пегматитов.

Промышленные коренные руды обычно содержат свыше 0,02% BeO , в комплексных рудах и коре выветривания BeO может быть меньше (порядка 0,01%).

Гранитные редкометалльные пегматиты всегда в том или ином количестве содержат берилл, как правило, в качестве попутного промышленного компонента и до сих пор являются важным источником бериллиевого сырья. Незамещенные кварц-микрклиновые пегматиты содержат крупнокристаллический (иногда гигантокристаллический), пригодный для ручной рудоразборки, берилл в центральных, крупноблоковых зонах жил, но запасы его обычно невелики.

В пегматитах натриево-литиевого типа, характеризующихся широким развитием альбитового, кварц-мусковитового и мусковит-альбитового замещающих комплексов, берилл тяготеет к участкам замещения, он здесь мелкозернистый и требует обычно флотационного обогащения, но содержание его выше и запасы больше, чем в незамещенных пегматитах. Руды в большинстве случаев комплексные: совместно с бериллом добывают тапгало-шпобаты, сподумен, полевые шпаты, иногда касситерит, лепидолит, мусковит. В ряде случаев, как, например, в сподуменовых пегматитах, берилл добывается в качестве попутного компонента.

Крупные месторождения бериллоносных пегматитов находятся в Канаде, США, Бразилии, КНР, Мозамбике. Кора выветривания пегматитов эффективно разрабатывается в Бразилии, на юге КНР и в Экваториальной Африке.

Месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации образуются при воздействии пневматолито-гидротермальных растворов на породы основного и ультраосновного состава и известняки, среди которых залегают небольшие берилл-полевошпатовые жильные тела и линзы, отороченные закономерно сменяющимися зонами метасоматически измененных пород от флюорит-флогопитовых слюдитов до серпентинитов.

Рудными зонами являются: центральная, полевошпатовая, содержащая берилл (большой частью белый, фарфоровидный или светло-зеленый) и слюдитовая (флюорит-флогопитовая), содержащая темно-зеленый берилл (иногда изумруд), небольшое количество хризоберилла (в том числе его драгоценную разновидность—александрит) и фенакита.

Месторождения молибденит-вольфрамитовой (кварцево-жильной) формации часто содержат берилл обычно зеленоватого или зеленоватого-голубого цвета (аквамарин), но самостоятельного значения он не имеет и добывается попутно с молибденитом и вольфрамитом.

Весьма перспективны для промышленного освоения месторождения новых генетических типов: бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты, в которых бериллиевое оруденение представлено минералами группы гельвина (гентгельвин) и флюорит-берtrandит-фенакитовые месторождения, где основные рудные минералы — берtrandит, фенакит, эвклаз.

ЦИРКОНИЙ И ГАФНИЙ

Общие сведения

Среднее содержание циркония в земной коре 0,016—0,017%, гафния 0,0003%; наиболее обогащены этими элементами сиениты (в среднем 0,031% циркония и 0,011% гафния) и нефелиновые сиениты (0,068% циркония).

На ранних этапах магматической кристаллизации цирконий рассеивается, входя в состав породообразующих минералов и акцессорных минералов (пироксен, амфибол) и акцессорных минералов (сфен, магнетит). Цирконий накапливается в кислых и особенно щелочных породах. Поведение циркония в постмагматических процессах еще недостаточно изучено. При выветривании пород минералы циркония, весьма стойкие к химическим и механическим воздействиям, хорошо сохраняются и накапливаются в россыпях.

Цирконий — типично литофильный элемент. Все его минералы, которых в настоящее время насчитывается 27, представлены силикатами и оксидами. Промышленное значение имеют циркон — $ZrSiO_5$ (33—67%), содержащий обычно 60—67% ZrO_2 и 0,3—4,5% HfO_2 , и бадделит — ZrO_2 (ZrO_2 95—99%, HfO_2 1—2,5%).

Гафний, являющийся геохимическим спутником циркония, самостоятельных минералов не образует.

Цирконий — ковкий, хорошо поддающийся обработке металл, сохраняющий свои механические свойства при нагревании до 550°C, стоек к воздействию кислотных и щелочных сред. Характеризуется он малым эффективным сечением поглощения тепловых нейтронов.

Металлический цирконий применяется в металлургической промышленности в качестве легирующей примеси в специальных сортах сталей, повышающей их вязкость, сопротивляемость ударам (в броневых плитах), теплоустойчивость и коррозионную стойкость и улучшающей их механические свойства; в химическом машиностроении, как материал, стойкий против коррозии при изготовлении деталей и покрытий, работающих в агрессивных средах. Цирконий высокой чистоты (без примеси гафния) применяется в атомных реакторах в качестве защитной оболочки ядерного горючего и конструкционного материала. Очень широко используется цирконий в виде минерала циркона и бадделита (цирконовый и бадделитовый концентраты) в литейном производстве, как формовочный материал керамической промышленности и в огнеупорах.

Гафний, близкий к цирконю по основным химическим свойствам, обычно от циркония не отделяется и применяется совместно с

ним, за исключением атомной техники, где гафний может использоваться самостоятельно в защитных и регулирующих устройствах, так как в противоположность цирконию характеризуется высоким сечением захвата тепловых нейтронов.

Генетические типы промышленных месторождений

Цирконий накапливается в остаточных дериватах магм (в гранитоидных и щелочных породах) и постмагматических метасоматических образованиях. Эндогенные месторождения циркония представлены гранитными пегматитами, нефелиновыми сиенитами, альбититами и карбонатитами, но промышленное значение их как источника циркониевого сырья невелико и минералы циркона (бадделейт, малакон, циртолит, циркон) добываются только попутно с другими полезными компонентами (пирокхлором, колумбитом, гатчеттолитом и др.).

Основное промышленное значение имеют россыпи, главным образом прибрежно-морские современные (Австралия, Индия) и древние погребенные (СССР) и, кроме того, элювиально-делювиальные.

Современные морские россыпи приурочены к узкой полосе прибрежных песков, перемываемых прибоем, и протягиваются на сотни километров (Австралия, Индия, Шри-Ланка, США). Циркон и сопровождающие его ильменит, лейкоксен, рутил, монацит, магнетит, иногда касситерит представлены в виде очень мелких окатанных зерен. Содержание плиховых минералов в песках колеблется от 2—4 до 50%, а в зоне прибоя 90% (Австралия). Колеблется соотношение между минералами титана и циркония. Все прибрежно-морские россыпи циркона комплексные: одновременно с ним добываются ильменит, иногда рутил, монацит, касситерит, а также кварцевый песок, который может использоваться в стекольной промышленности. В ряде месторождений циркон сам является попутным компонентом и извлекается при добыче ильменита.

Древние морские россыпи по геологическому строению, минеральному составу и содержанию полезных компонентов аналогичны современным.

Минералы циркония (циркон, бадделейт) в значительном количестве могут накапливаться и в элювиально-делювиальных россыпях, запасы которых исчисляются миллионами тонн полезных минералов (Бразилия), но имеют второстепенное промышленное значение.

Гафний добывается из циркона, в котором он содержится постоянно в виде незначительной примеси (в среднем около 1%), и извлекается при химико-металлургическом процессе получения циркония.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Общие сведения

К редкоземельным элементам относятся 17 очень сходных по химическому составу и свойствам элементов III группы периодической системы Д. И. Менделеева: лантан (La), церий (Ce), празеодим

(Pr), неодим (Nd), прометий (Pm), самарий (Sm), европий (Eu), гадолиний (Gd), тербий (Tb), диспрозий (Dy), гольмий (Ho), эрбий (Er), тулий (Tm), иттербий (Yb), лютеций (Lu), объединяемые в группу лантаноидов, а также близкие к ним иттрий (Y) и скандий (Sc). Лантан и еще восемь легких лантаноидов (Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd) относят к цериевой подгруппе редких земель, тяжелые (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и иттрий — к иттриевой подгруппе. Элементы редких земель характеризуются близкими основными свойствами, но отличаются друг от друга рядом специфических особенностей.

Среднее суммарное содержание всей группы редких земель в земной коре около 0,01%, содержание отдельных элементов этой группы колеблется от 0,00002 (тулий) до 0,0046% (церий).

Геохимические и кристаллографические свойства редкоземельных элементов позволяют им изоморфно замещать кальций, стронций, барий, марганец, железо, уран, торий, цирконий, гафний, калий, натрий в более распространенных минералах, в том числе породообразующих, таких как амфиболы, пироксены, плагиоклазы, апатит, перовскит, флюорит, ортит, эпидот, сфен, слюды и многие другие. Это способствует значительному рассеянию редких земель в земной коре. Поэтому в магматических процессах минералообразования редкие земли рассеиваются, накопление их и образование собственных минералов происходят в постмагматических процессах эндогенного минералообразования от пегматитов до низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных). Наиболее высокие концентрации редких земель находятся в гидротермальных месторождениях, причем элементы цериевой подгруппы накапливаются в месторождениях, связанных со щелочными комплексами пород, а иттриевой — почти исключительно в месторождениях, приуроченных к гранитоидам.

В гипергенных условиях многие минералы редких земель (гадолинит, ринколит, бербанкит и др.) разлагаются, а редкие земли из них выносятся и рассеиваются. Более устойчивые минералы (монацит, ксенотим, лопарит, эвксенит, фергусонит, паризит и др.) накапливаются в россыпях.

В процессах диагенеза и эпигенеза морских осадков редкие земли могут сосредотачиваться в фосфоритах и костных остатках организмов (преимущественно рыб).

В природе редкоземельные элементы встречаются совместно, образуют более 50 собственных минералов и входят в состав более 200. Соотношение отдельных элементов варьирует в широких пределах, поэтому различаются минералы элементов цериевой и иттриевой групп. Основные промышленные минералы цериевой группы: монацит — CePO_4 (TR_2O_3 до 69,7%), лопарит — $(\text{Na, Ce, Ca})(\text{TiNb})\text{O}_3$, (содержит TR_2O_3 35%), паризит — $\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)\text{F}$ (TR_2O_3 до 60,8%), бастнезит — $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$ (до 74,7 TR_2O_3). Основные минералы иттриевой группы: ксенотим — YPO_4 (содержит до 61,4% TR_2O_3), фергусонит — $(\text{Y, Ca, U, Th})(\text{Ti, Nb})\text{O}_4$ (в нем до 51% TR_2O_3).

В ряде отраслей редкие земли применяются совместно (металлургическая, керамическая и др.), но для производства прецизион-

ной техники используются специфические свойства отдельных элементов этой группы или нескольких индивидуальных редкоземельных металлов, в таких случаях выделяются отдельные элементы.

Редкие земли применяются во многих отраслях промышленности: в черной металлургии для раскисления, десульфурации и легирования сталей; в металлургии специальных сплавов как легирующие добавки; в стекольной промышленности для обесцвечивания и окрашивания оптического и технического стекла, повышения его прозрачности, устойчивости от радиоактивного излучения, а также полировки поверхности оптических стекол; в керамической промышленности при изготовлении эмалей, глазурей и высокоогнеупорных изделий; в атомной энергетике для стержней регулирования, в разнообразных изделиях радиотехники и электроники; в химической промышленности и при крекинге нефти в качестве катализаторов, добавок к пигментам и краскам; энергетике, военной технике и ряде других областей промышленности.

Добыча концентратов редких земель в 1976 г. составила за рубежом около 40 тыс. т.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения редких земель, как правило, комплексные, вместе с ними залегают и добываются циркон, ильменит, рутил, торит, керамическое сырье, магнетит, барит, флюорит; иногда редкие земли сами являются попутными компонентами и извлекаются уже при технологической переработке руд.

Эндогенные месторождения редких земель представлены магматическими, пегматитовыми, карбонатитовыми и гидротермальными типами, экзогенные — остаточными месторождениями кор выветривания, россыпями и осадочными морскими.

Магматические месторождения. К магматическим отнесены месторождения нефелиновых сиенитов с лопаритом, а также апатитовые и апатит-нефелиновые. Все эти месторождения комплексные: редкие земли, преимущественно цериевой группы, входят в состав минералов, содержащих титан, тантал, ниобий или фосфор, добываются вместе с ними и извлекаются попутно, при химическом или химико-металлургическом переделе лопаритовых и апатитовых концентратов. Характеристика основных месторождений приведена при описании месторождений апатита, тантала и ниобия.

Гранитные пегматиты. Пегматиты с редкими землями, выделенные А. Е. Ферсманом в самостоятельный тип, довольно широко развиты среди пород древнего кристаллического фундамента, преимущественно гнейсов. Они обычно характеризуются неправильной, в первом приближении линзо- или жилкообразной формой и зональным строением, часто очень четко выраженным благодаря последовательной смене зон, различающихся минеральным составом и структурой.

Пегматиты этого типа сложены в основном олигоклазом, микроклином, кварцем, в подчиненном количестве входят альбит, мусковит,

биотит. Редкометалльная минерализация чрезвычайно разнообразна; в них находятся собственные минералы редких земель (монацит, ортит, чевкинит, ксенотим, иттриалит, гадолинит и др.), тантало-ниобаты простые (колумбит) и сложные, содержащие редкие земли (самарскит, фегусонит, обручевит, эвксенит и др.), а также уранинит, торит, циртолит, иногда бериллы, сподумен, лепидолит. Содержание и запасы редких земель в пегматитах невелики и не имеют самостоятельного промышленного значения, но редкоземельные минералы в небольшом количестве извлекаются попутно при добыче керамического сырья.

Карбонатиты. В поздних карбонатитах, формирование которых связывают с гидротермальными стадиями минералообразования, редкие земли преимущественно цериевой группы накапливаются до промышленных концентраций. Поздние карбонатиты обычно приурочены к системам трещин (радиальным вокруг крупных карбонатитовых массивов и линейным), штокверковым зонам и зонам брекчий. Форма рудных тел линзо- или жиллообразная, нередко они секут ранние карбонатиты, в том числе и карбонатиты с танталом, ниобием и цирконием, и могут выходить за пределы карбонатитового массива во вмещающие породы.

Наиболее широко распространены и представляют наибольший промышленный интерес анкеритовые и анкерит-доломитовые карбонатиты, главные минералы которых: анкерит, доломит, рибекит, крокидолит, хлорит, кальцит. Редкоземельные минералы разнообразны: это фторкарбонаты (паризит, бастнезит, реже синхизит, карбоцернаит, бербанкит), меньшее значение имеют фосфаты (монацит, флоренсит), кроме того редкие земли входят в состав апатита и пироклора. Кроме редких земель практическую ценность могут представлять ниобий, медь, цинк, свинец, молибден, стронций, торий, апатит, барит, флюорит.

Гидротермальные месторождения. Пространственно и генетически гидротермальные месторождения редких земель связаны с массивами щелочных граносиенитов, шонкинитов, шонкинит-сиенитов и приурочены к зонам тектонических нарушений. Месторождения обычно комплексные: они разрабатываются на железо и редкие земли (преимущественно цериевой группы), попутно с ними добывают барит и флюорит. Из некоторых месторождений этого типа также попутно могут добывать ниобий, торий, уран. Запасы железа в отдельных месторождениях оцениваются в сотни миллионов тонн, запасы редких земель — в миллионы тонн при содержании TR_2O_3 от 1—5 до 30% (обычно, 5—10%).

Руды отличаются сложным минеральным составом. Главные минералы — карбонаты кальция, магния и железа, магнетит, гематит, барит, флюорит, кварц; в небольшом количестве присутствуют сульфиды (пирит, молибденит, сфалерит, галенит). Минералы редких элементов также многочисленны, из них наиболее распространены бастнезит, паризит, синхизит, монацит, торит.

Среди месторождений этого типа наибольшей известностью пользуется и наибольшими запасами отличается Маунтин-Пасс в Кали-

форнии (США). Месторождение находится в докембрийской метаморфической толще, прорванной массивами докембрийских биотитовых гранитов, сиенитов, шонкинитов и многочисленными дайками биотитовых шонкинитов и гранитов.

Рудные линзообразные тела приурочены к шонкинит-сиенитовому штоку, наиболее крупное из них Салфайд-Куин вытянуто в меридиональном направлении на 700 м при ширине до 200 м. Кроме линзообразных тел развиты многочисленные карбонатные жилы протяженностью сотни метров. Главные минералы тела Салфайд-Куин — кальцит, анкерит, доломит, сидерит, стронциевый барит, баритовый целестин, кварц, бастнезит и паризит. Основной промышленный минерал — бастнезит, содержание которого в рудах обычно 5—10%, местами 60%. Попутно с бастнезитом добывается барит.

Среднее содержание TR_2O_3 в рудах 5%, а на эксплуатируемых участках 8—10%. Разведанные запасы редких земель этого месторождения составляют 25 млн. т, прогнозные около 100 млн. т.

Россыпные месторождения развиты широко, имеют важное промышленное значение, характеризуются большими запасами редкоземельных минералов. Месторождения обычно комплексные — минералы редких земель (главным образом монацит, реже ксенотим и эвксенит) находятся в них совместно с цирконом, минералами титана (ильменитом, лейкоксеном, рутилом), тантало-ниобатами (колумбитом, танталитом, эвксенитом), касситеритом и др.

Россыпи ближнего сноса (делювиальные и пролювиальные) довольно широко распространены вблизи массивов монацитоносных пород различного возраста: гранитов, гнейсов, мигматитов, граносиенитов и др., но они обычно невелики и промышленное значение их ограничено.

Более крупными запасами TR_2O_3 (в отдельных случаях 500—600 тыс. т) отличаются аллювиальные россыпи (Бразилия, США).

Наибольшее промышленное значение среди россыпных месторождений имеют прибрежно-морские, протягивающиеся на большие расстояния вдоль побережий Индии, Бразилии, Австралии, США (Флорида). В разрабатываемых россыпях монацита содержится 0,3—12 кг/м³, иногда 20 кг/м³ (Шри-Ланка, Мозамбик), а запасы оцениваются в сотни тысяч и миллионы тонн (Индия, Австралия). Монацит добывается вместе с цирконом и минералами титана (ильменитом, рутилом) и отделяется от них при обогащении.

Метаморфизованные россыпи известны в Канаде (Блайнд-Ривер) и США (Палмер и др.). Рудные минералы в них представлены монацитом, браннеритом, которые ассоциируют с уранинитом, ураноторитом, ильменитом, рутилом. Запасы TR_2O_3 в рудах этих месторождений оцениваются в сотни тысяч тонн, а на месторождении Блайнд-Ривер 1,2 млн. т.

Кроме собственных месторождений дополнительным источником редких земель являются апатиты, из которых они могут извлекаться попутно при получении минеральных удобрений.

Общие сведения

Тантал и ниобий накапливаются на поздних стадиях магматических и высокотемпературных постмагматических процессов (пегматитовом и пневматолито-гидротермальном). В месторождениях оба элемента встречаются совместно, образуя общие минералы, но соотношение Ta_2O_5 и Nb_2O_5 колеблется в очень широких пределах — от 3:1 до 1:1000, что позволяет выделять руды танталовые, тантало-ниобиевые и ниобиевые. За рубежом добываются руды, содержащие 0,2—0,5% (на некоторых месторождениях до 3,5—4,5%) Nb_2O_5 . Танталовые руды значительно беднее и содержат 0,02—0,05% Ta_2O_5 .

Известно свыше 120 минералов тантала и ниобия, но основное промышленное значение имеют минералы группы колумбита — $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$ (колумбит, колумбит-танталит, танталит), группы пирохлора — $(Na, Ca)_2(Nb, Ta)_2O_6(OH, F)$ (пирохлор, гатчетолит, микролит) и лопарит — $(Na, Ce, Ca)(Ti, Nb)O_3$. Содержание пятиоксида ниобия и пятиоксида тантала в отдельности в минералах группы колумбита и группы пирохлора колеблется от 0,2 до 78—80%, но сумма их обычно находится в пределах 77—80% в минералах группы колумбита и 50—80% в минералах группы пирохлора. Более постоянным составом характеризуется лопарит (Nb_2O_5 7—9%, Ta_2O_5 0,5—0,6%).

Тантал и ниобий очень близки по своим химическим свойствам. В чистом виде это очень тугоплавкие, твердые, но пластичные металлы, хорошо поддающиеся механической обработке и сохраняющие свою прочность при высоких температурах. Они характеризуются исключительной химической стойкостью, приближаясь в этом отношении к благородным металлам, а в некоторых случаях даже превосходят платину. Кроме того, тантал обладает способностью срастаться без осложнений с живой тканью человеческого организма. Карбид тантала является наиболее тугоплавким из всех известных веществ (температура плавления 4220 °C). Легирующие добавки ниобия улучшают качество стали. Эти свойства обеспечивают широкое применение обоих элементов в различных областях промышленности, но, к сожалению, в природе ниобий и особенно тантал встречаются редко: в настоящее время в зарубежных странах тантал является одним из наиболее дефицитных металлов.

Они применяются в ракетостроении, авиационном, атомной энергетике, радиоэлектронике, химическом машиностроении, строительстве. Основное количество ниобия используется в качестве легирующих добавок в жаропрочных и нержавеющей сталях, а также низколегированных сталях для магистральных-нефте- и газопроводов большого диаметра, автомобилестроения, тяжелого оборудования, машин, структурных элементов зданий и мостов и т. д. Общее потребление ниобия в капиталистических странах в 1978 г. оценивалось примерно в около 11000 т, а его ресурсы — в 620 млн. т.

Основное количество тантала используется для производства электролитических конденсаторов, главным образом для военной техни-

ки, и в последнее время интенсивно растет его применение в производстве сверхтвердых сплавов. Общее потребление тантала в капиталистических странах в 1978 г. оценивалось в 1000—1200 т, а ресурсы приблизительно в 100 тыс. т.

Цены на ниобиевые концентраты на мировом рынке в последние годы резко возросли и в 1978 г. составили 5,6 долл. за 1 кг Nb_2O_5 в пироклоровом концентрате. Еще более возросли цены на танталовые концентраты, достигшие в 1979 г. 220 долл. за 1 кг Ta_2O_5 в танталитовом концентрате.

Генетические типы промышленных месторождений

Главнейшие промышленные месторождения ниобия и тантала представлены несколькими генетическими типами, основные из них следующие: 1) нефелиновые сиениты с лопаритом, 2) редкометалльные пегматиты, 3) альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты), 4) редкометалльные карбонатиты, 5) коры выветривания колумбитоносных гранитов и пегматитов, 6) элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи.

Нефелиновые сиениты с лопаритом представлены Ловозерским месторождением. Это большой массив стратифицированных нефелиновых сиенитов воронкообразной, в плане округлой формы. Он прорывает глубокометаморфизованные породы докембрия и сформировался в несколько фаз. Промышленное редкометалльное оруденение связано со второй фазой — образованием лопаритоносного комплекса пород, состоящего из ритмично чередующихся и повторяющихся многократно пачек пород, в каждую из которых входит от двух до пяти горизонтов разновидностей нефелиновых сиенитов: фойяитов, луавритов, уртитов, ийолитов. Эти разновидности отличаются друг от друга количественными соотношениями полевых шпатов, нефелина, содалита и темноцветных компонентов. Каждый горизонт хорошо выдерживается по всему месторождению.

Основной рудный минерал — лопарит образует вкрапленность во всех породах, но его промышленные скопления связаны с определенными горизонтами мельтейгитов, включающими породы двух смежных пачек: нижний горизонт вышележащей пачки (луавриты) и верхний горизонт нижележащей пачки (фойяиты). Кроме лопарита руды содержат нефелин, калий-натровый полевой шпат, эгирин, щелочной амфибол, содалит, цеолиты, апатит, эвдиалит, рамзант, мурманит-ломосовит, биотит, сфен, магнетит. На глубоких горизонтах появляются ильменит, пироклор, сульфиды.

Редкометалльные гранитные пегматиты. Тантало-ниобаты часто наблюдаются в гранитных пегматитах, но промышленные скопления их находятся только в пегматитах натриево-литиевого типа, в которых широко развиты процессы высокотемпературного замещения — альбитизация и грейзенизация. Тантало-ниобаты (колумбит, танталит, иногда микролит) тяготеют преимущественно к участкам развития альбитового, кварц-мусковитового и кварц-лепидолитового замещающих комплексов, где их содержание достигает промышлен-

ных значений. Для гранитных пегматитов, особенно на поздних стадиях их формирования, характерно обогащение танталом, который в этом типе месторождений нередко преобладает над ниобием и отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ в рудах различных месторождений варьирует от 6 : 1 до 1 : 10. Минеральный состав пегматитов натриево-литиевого типа богат и разнообразен: помимо основных порообразующих минералов — кварца, микроклина, альбита и мусковита — в них в переменных количествах находятся минералы группы колумбита (колумбит, колумбит-танталит, танталит), иногда микролит и тапиолит и другие тантало-ниобаты, сподумен, лепидолит, касситерит, берилл, апатит и ряд других, менее распространенных минералов. Руды комплексные: из них могут рентабельно извлекаться тантал, ниобий, литий, бериллий, олово, рубидий, цезий, а также порообразующие минералы — полевые шпаты, пригодные для керамической промышленности, кварц и слюда.

Крупные месторождения пегматитов интенсивно эксплуатируются в Канаде, Бразилии, КНР, Зимбабве. До недавнего времени редкометальные гранитные пегматиты служили основным источником тантала, ниобия, бериллия, лития, но сейчас их значение уменьшилось в связи с промышленным освоением более крупных источников сырья этих элементов.

Карбонатиты. Карбонатитовые месторождения ниобия отличаются большими масштабами оруденения и наиболее высоким содержанием этого элемента, обычно резко преобладающего над танталом. Они сложены эндогенными, существенно карбонатными породами. В их формировании обычно различаются четыре стадии: в две первые стадии, при температурах от 630 до 420 °С, образуются ранние карбонатиты существенно кальцитового состава, в последние две, при температурах от 420 до 190 °С, формируются поздние доломит-кальцитовые, доломитовые, доломит-анкеритовые, анкеритовые и сидеритовые карбонатиты. Первая стадия большей частью безрудная, с карбонатитами второй стадии связаны железные, ниобиевые, циркониевые и фосфорные руды, для поздних стадий характерны редкоземельные руды.

Наиболее богаты ниобием и танталом два типа руд: пироклорсодержащие кальцитовые карбонатиты и гатчеттолитсодержащие кальцитовые карбонатиты.

Пироклорсодержащие руды состоят из кальцита и доломита с примесью щелочных амфиболов, серпентина (развивающегося по форстериту), эгирина, апатита, магнетита. Редкометальные минералы представлены пироклором и цирконом. Руды большей частью мелко- и среднезернистые, среднее содержание Nb_2O_5 обычно около 0,3—0,5%, в отдельных рудных телах 1—2 и даже 3—4% (Баррейру-ди-Араша, Бразилия).

Гатчеттолитсодержащие руды состоят из кальцита с небольшим количеством диопсида, форстерита и флогопита и содержат гатчеттолит, пироклор, бадделит, циркелит. Структура руд средне- и крупнозернистая, иногда пегматоидная. Содержание Ta_2O_5 около 0,01—0,02% при отношении $Ta : Nb = 1 : 5 - 1 : 10$.

Ниобий и тантал могут также извлекаться в качестве попутных компонентов из других типов карбонатитовых руд, содержащих гатчеттолит: апатит-магнетитовых, форстерит-кальцит-магнетитовых и др. Ввиду огромных запасов карбонатиты представляют собой важный сырьевой источник ниобия и тантала. И, несмотря на то что они только недавно стали осваиваться промышленностью, из них за рубежом уже добывают 70—80% всего потребляемого ниобия.

Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Месторождения этого типа приурочены к апикальным частям небольших массивов гранитов, их куполообразным выступам, зонам эндоконтакта и тектонически ослабленным зонам. Руды представляют собой средне- и крупнозернистые граниты, измененные постмагматическими процессами. По парагенетическим и геохимическим особенностям среди них различаются месторождения субщелочных и щелочных гранитоидов.

Субщелочные гранитоиды состоят из альбита, микроклина (часто зеленоватой или голубовато-зеленой его разновидности — амазонита), кварца, небольшого количества слюд (лепидолита, протолитионита, циннвальдита) и топаза, среди которых рассеяны тантало-ниобаты (колумбит, колумбит-танталит, микролит, пироксид) и другие акцессорные минералы (монацит, циркон, флюорит, танталсодержащий касситерит и др.). Размер зерен рудных минералов обычно не превышает 0,1—0,2 мм, и визуально они, как правило, не наблюдаются.

Руды бедные (Ta_2O_5 0,0012—0,025%, иногда до 0,04%), но относятся они к собственно танталовым (отношение $Ta_2O_5:Nb_2O_5$ от 1:2 до 2:1) и характеризуются большими запасами. Попутно с тантало-ниобатами из этих руд могут добываться литиевые слюды.

Редкометалльные щелочные гранитоиды также состоят в основном из альбита, микроклина и кварца, но в отличие от субщелочных для них в качестве второстепенных минералов характерны рибекит, эгирин, биотит. Тантало-ниобаты представлены колумбитом и пироксидом, образующими редкую мелкую вкрапленность. С ними часто ассоциируют малакон, редкоземельные фторкарбонаты, гадолинит, иттриалит, ксенотим, касситерит. Отношение $Ta_2O_5:Nb_2O_5$ обычно около 1:10—1:15, среднее содержание Ta_2O_5 0,01—0,05%, Nb_2O_5 0,1—0,5%. Месторождения характеризуются большими запасами руд (Нигерия и др.).

Остаточные месторождения и россыпи. Тантало-ниобаты, как стойкие в химическом отношении минералы, довольно хорошо сохраняются в коре выветривания месторождений, содержащих эти минералы. Горнотехнические условия эксплуатации рыхлых руд коры выветривания месторождений пегматитов, апогранитов и карбонатитов более благоприятны, чем плотных коренных руд, так как они позволяют добывать их без применения дорогостоящих взрывных работ, а обогащать без предварительного дробления. Поэтому выветрелые руды могут разрабатываться при меньших содержаниях полезных компонентов. Особенно интенсивно разрабатываются руды коры выветривания пегматитов (Бразилия, Зимбабве), а также

колумбитоносных гранитов (Нигерия). В условиях тропического климата в приповерхностных частях этих месторождений полевые шпаты и слюды полностью разрушаются и превращаются в рыхлую глинистую массу, среди которой сохраняются только наиболее устойчивые к выветриванию минералы — кварц, касситерит, тантало-ниобаты, берилл и некоторые другие. Промышленное значение могут иметь не только современные, но и древние коры выветривания.

При размыве кор выветривания тантало-ниобаты могут переноситься водными потоками на расстояние до нескольких километров от источников сноса, образуя элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи. Механическая прочность тантало-ниобатов невелика, поэтому в водных потоках они не могут переноситься на значительное расстояние от коренных источников питания и отлагаются поблизости, часто вместе с касситеритом, реже с вольфрамитом, образуя россыпи ближнего сноса. Наиболее устойчив фергусонит, менее — колумбит и танталит. Примером могут служить россыпные месторождения в Южном Киву (Заире). В долине р. Люнгулю, вблизи массива мусковитовых гранитов, содержащих аксессуарный колумбит, элювиально-делювиальные отложения обогащены касситеритом и тантало-ниобатами. Наиболее высокие содержания этих минералов отмечаются в непосредственной близости к контакту источника сноса в приплотиковой части россыпи и приурочены к прослоям гравия, лежащим на коренных породах метаморфической толщи. Получаемые здесь концентраты содержат в среднем 92% касситерита и 7% колумбита. До последнего времени коры выветривания пегматитов и связанные с ними россыпи являются одним из основных источников танталового сырья за рубежом.

Помимо упомянутых типов месторождений значительная часть тантала попутно извлекается из касситерита, при металлургическом переделе оловянных концентратов.

ГАЛЛИЙ

Среднее содержание галлия в земной коре 0,0015%.

Химические свойства галлия близки к свойствам алюминия, а кристаллохимические — к свойствам алюминия, железа, цинка. Поэтому галлий полностью рассеивается в многочисленных породообразующих минералах разного генезиса, и пока известен только один минерал галлия — галлит — CuGaS_2 , найденный в уникальных месторождениях Намибии (Тсумеб и Кипуши). Минералов, содержащих повышенное количество галлия, немного. К ним относятся: германит (до 1,8%), сфалерит (до 0,1%), нефелин (до 0,1%), сподумен (до 0,07%), мусковит (до 0,02%), лепидолит (до 0,03%), натролит (до 0,1%), полевые шпаты (до 0,01%). В этих минералах галлий изоморфно замещает алюминий, цинк, железо.

Галлий широко распространен во всех горных породах, но вследствие своих геохимических свойств, повсюду содержание его близко к кларковому и незначительное обогащение отмечается только в грейзенах (до 70 г/т), пегматитах натриево-литиевого типа (до

75 г/т), бокситах (20—100 г/т). Зола каменных углей содержат до 100—500 г/т галлия.

Галлий — металл серебристо-белого цвета с синеватым оттенком. Обладает низкой температурой плавления (29,79 °С) и в жидком виде находится в очень широком интервале температур — до 2070 °С. При охлаждении галлий расширяется, подобно висмуту и воде. Соединения галлия (арсенид и фосфид) характеризуются свойствами полупроводников. С металлами галлий образует амальгамы.

Соединения галлия (арсенид и фосфид) применяются в полупроводниковой технике и при изготовлении солнечных батарей. Выпуск галлия за рубежом в 1977 г. ориентировочно оценивался в 15—20 т. Вся потребность промышленности удовлетворяется за счет попутного извлечения при переработке алюминиевого и цинкового сырья — бокситов и сфалеритовых концентратов.

Промышленные запасы галлия за рубежом оцениваются в 10 тыс. т.

ИНДИЙ

По данным различных исследователей, кларк индия от 0,000 011 до 0,000 025 %. По важнейшим геохимическим свойствам индий близок к олову, кадмию и железу, несколько менее сходен с цинком и свинцом.

Содержание индия в минералах очень низкое и значительной величины достигает лишь в нескольких из них: касситерите (до 0,05 %), деревянистом касситерите (0,58—1,35%), сфалерите (до 0,81 %), халькопирите (до 0,015 %), станнине (до 0,15 %), буланжерите (до 0,17 %). Собственные минералы индия установлены только недавно. Это самородный индий, гидроксид $\text{In}(\text{OH})_3$ и два сульфида InFe_2S_4 и InCuS_2 . Все они очень редки и практического значения не имеют.

Индий — серебристо-белый металл, мягкий, пластичный, устойчивый против коррозии, с низкой температурой плавления (156 °С) и большим интервалом жидкого состояния.

Индий применяется при производстве полупроводниковых материалов — арсениде, антимониде и фосфиде индия, как акцепторная примесь в германии, в качестве прокладок в вакуумных приборах, для покрытия подшипников в самолетах. Сплавы индия с серебром, медью, кадмием, цинком применяются в ювелирном деле и зубоорудной технике.

Индий обнаружен в месторождениях многих генетических типов, причем повышенные концентрации его приурочены к оловосодержащим рудам гидротермальных касситерит-силикатно-сульфидных месторождений. Промышленным источником индийсодержащего сырья являются свинцово-цинковые и оловянные руды, из которых индий извлекается попутно при металлургическом переделе концентратов на основные металлы.

Общие запасы индия за рубежом оцениваются в 3400 т, в том числе промышленных 1300—1800 т. Выпуск металла в последнее время за рубежом колебался в пределах 45—52 т ежегодно.

ГЕРМАНИЙ

Общие сведения

Среднее содержание германия в земной коре 0,0002%.

Германий характеризуется переменной валентностью 2^+ и 4^+ . Ионный радиус двухвалентного германия близок по размерам к ионным радиусам железа, меди, цинка, а четырехвалентного — к ионному радиусу кремния, поэтому германий обладает халькофильными свойствами и часто отмечается в составе многих сульфидов (халькопирите Ge до 0,04%, сфалерите — до сотых долей процента и др.), а также силикатов (в топазе до 0,02%, ильваите до 0,01% и др.). Германий легко сорбируется органическим веществом и часто устлавливается в ископаемых углях и нефти. Все это приводит к тому, что германий исключительно редко образует собственные минералы, которых установлено всего несколько. Наиболее известны из них: германит — $\text{Cu}_3(\text{Ge}, \text{Fe})\text{S}_4$ (Ge 6—10%), реньерит — $\text{Cu}_3(\text{Fe}, \text{Ge})\text{S}_4$ (5,5—7,7%), аргиродит — Ag_8GeS_6 (13,6—7%). Наиболее высокое содержание германия в чрезвычайно редком стоттите (Ge 29%).

Германий получил широкое применение в технике только в 40-х гг. XX в. как первый полупроводник и до сих пор остается одним из важнейших полупроводниковых материалов: он используется для изготовления кристаллических выпрямителей (диодов) и усилителей (триодов), без которых немыслима современная радиотехника и электронно-вычислительная техника. На основе германия созданы мощные выпрямители, рассчитанные на силу тока 10 000 А и более. Германий используется в тиристорах (приборах для измерения температуры по изменению электросопротивления), а также для изготовления фото- и термоэлементов. Двуоксид германия употребляется для изготовления ламп дневного света, в производстве оптических сортов стекла.

Потребление германия за рубежом ориентировочно составляет около 60—70 т ежегодно.

Германий не образует собственных месторождений, но его повышенные содержания установлены в месторождениях различных генетических типов, преимущественно гидротермальных и осадочных. Наибольшее промышленное значение как сырьевые источники германия представляют германийсодержащие месторождения углей и лигнитов, полиметаллических и железных руд.

Генетические типы промышленных месторождений

Германийсодержащие угли и лигниты. Органическое вещество торфяников адсорбирует германий вместе с другими редкими элементами из поверхностных вод, выносящих их из разрушающихся при выветривании горных пород, преимущественно гранитоидов и германийсодержащих месторождений (железорудных, полиметаллических и др.). В процессе углефикации и метаморфизма растительных остатков происходят переотложение и частичный

вынос германия, поэтому в угольных пластах и углистых породах он распределен очень неравномерно и обогащает отдельные участки, которые не совпадают с контурами промышленных залежей углей. Обычно более высоким содержанием характеризуются периферические части угленосных бассейнов, наиболее близкие к областям сноса. В пределах угольных пластов более обогащены верхние и нижние горизонты. Содержание германия в углях различных месторождений зависит от их генетических особенностей, степени углефикации, метаморфизма и колеблется (в %) от 0,0002—0,0003 в озерных углях до 0,003, а в отдельных случаях даже до 0,08 в месторождениях углей речного генезиса. Промышленный интерес представляют коксующиеся угли, содержащие около 0,001% германия (10 г/т), и зола энергетических углей, в которой германия около 0,05% (50С г/т).

Для получения германия используются продукты переработки углей: возгоны, золы, надсмольные воды.

Германий-медно-свинцово-цинковые (колчеданно-полиметаллические) месторождения. Почти половина всех учтенных запасов капиталистических стран сосредоточена на двух уникальных месторождениях этого типа — Тсумеб и Кипуши в Намибии.

Месторождение Тсумеб приурочено к крутопадающему крылу крупной брахисинклинали, осложненной многочисленными разрывными нарушениями. Крутопадающее рудное тело залегает среди доломитов, форма его трубообразная, прослежено оно до глубины 1000 м. Главные рудные минералы представлены галенитом, халькозинном, энаргитом и блеклыми рудами, суммарно составляющими 65—70% всей массы руд. Германий находится в виде собственных минералов — германита и реньерита, а также входит в качестве изоморфной примеси в состав (в г/т) энаргита (500—5000), теннантита (500—5000), халькозина (50—100), сфалерита (около 50). Месторождение Тсумеб — одно из главнейших поставщиков германиевого сырья на мировой рынок.

Германийсодержащие железорудные месторождения. Большинство железорудных месторождений содержит германий на уровне кларковых значений (1,5—2 г/т), исключение представляют вулканогенно-осадочные, в которых германия в среднем 16 г/т (0,0016%), а в отдельных случаях до 27 г/т. Главные минералы — концентраты германия: магнетит (14—78 г/т, в среднем 43 г/т) и мартит (8—60 г/т, в среднем 27 г/т). Германий может извлекаться попутно при металлургическом переделе из продуктов плавки железных концентратов.

Общие запасы германия за рубежом оцениваются около 10 000 т, включая 5000 т на месторождении Тсумеб.

РЕНИЙ

Рений чрезвычайно редкий элемент: его среднее содержание в земной коре оценено лишь приблизительно и, по данным разных исследователей, колеблется от 0,000 0001 до 0,000 0007%.

Геохимически рений сходен с молибденом и является его постоянным спутником в эндогенных процессах. Рений концентрируется в гидротермальных молибденовых месторождениях, и его наиболее высокое содержание характерно для медного и медно-молибденового типов месторождений; значительно беднее им высокотемпературные кварц-молибден-вольфрамитовые, грейзеновые и пегматитовые месторождения. В экзогенных условиях при разложении молибденита, особенно в условиях влажного климата, рений образует хорошо растворимые соединения, выносятся из месторождений и рассеивается.

Известен только один собственно рениевый минерал — джезказганит — $\text{Cu}(\text{Re Mo})\text{S}_4$, обнаруженный в медно-молибденовых рудах Джезказганского месторождения, и около 50 минералов, содержащих рений, в количестве, как правило, не превышающем 0,001%. Наиболее высоким содержанием отличаются пирит (до 0,002%), халькопирит (до 0,002%) и минералы молибдена: молибденит (до 1,88%), повеллит (до 0,017%) и вульфенит (до 0,001%).

Рений — тяжелый тугоплавкий, стойкий к коррозии металл, окисляющийся только при температуре свыше 1000°C. Рений был предсказан Д. И. Менделеевым в 1875 г., но открыт только в 1925 г. и уже нашел важное применение в промышленности. Основная область потребления рения — нефтехимическая промышленность, где он используется в катализаторах при крекинге нефти. Добавки рения в сплавы увеличивают их твердость, пластичность, жаропрочность и коррозионную стойкость. Ренийсодержащие сплавы применяются в термопарах, электроконтактах, нагревательных элементах, в ответственной аппаратуре, используемой в атомной энергетике, авиа- и ракетостроении и военной технике. Широкому использованию рения препятствуют его редкая встречаемость в природе, сложность извлечения из сырья и, как следствие, дороговизна (1 кг рения в США стоит свыше 700 долл.).

Весь рений получается попутно при переработке медных и медно-молибденовых концентратов, в которых содержание рения колеблется от 0,0001% (Флеккефьорд, Норвегия) до 0,3% (Ставангер, Норвегия). Добыча рения за рубежом в 1975—1978 гг. колебалась от 3,4 до 5 т ежегодно.

СЕЛЕН И ТЕЛЛУР

Селен и теллур по своим химическим свойствам являются аналогами серы и входят в состав сульфидов, в которых селен большей частью изоморфно замещает серу, а теллур находится в виде субмикроскопических включений теллуридов.

Селен образует около 40 редко встречающихся собственных минералов — селенидов, представляющих аналоги сульфидов. Чаще других встречаются клаусталит — PbSe (27,6—28% Se), клокманит — CuSe (Se 55%), ферросилит — (Se 27,6—28%).

Минералы теллура (теллуриды) также являются аналогами сульфидов или сложными сульфидами. Из них наиболее распространены

калаверит — AuTe (Te 33—36%), гёссит — Ag_2Te (Te 36—38%), тетрадимит — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ (Te 32—36%), алтаит — PbTe (Te 37—38,5%).

Селен и теллур применяются в качестве катализаторов в нефтеперерабатывающей промышленности, легирующих добавок в металлургии, в медных и свинцовых сплавах, в радиотехнике и электротехнике (выпрямители тока, детекторы, термопары и др.).

Производство селена в капиталистических странах (главным образом в США, Канаде и Японии) составляет около 1 тыс. т, теллура — около 200 т.

Теллур не образует собственных месторождений, а селен очень небольшие и крайне редко. Поэтому оба элемента добываются попутно при металлургической переработке медных, медно-никелевых и свинцово-цинковых концентратов в тех случаях, когда содержание в них селена или теллура превышает 0,002%. Наибольший промышленный интерес в качестве источников сырья селена и теллура представляют медно-никелевые месторождения ликвационного типа и некоторые медноколчеданные, а для теллура также свинцово-цинковые месторождения. В небольшом количестве концентраты получают из руд ряда гидротермальных месторождений золота, где иногда образуется тонкая вкрапленность теллуридов золота, серебра и свинца.

РАЗДЕЛ III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Общие сведения

Неметаллические ископаемые — обширная группа полезных ископаемых, из которых в основном не извлекают металлов и которые не относят к углеводородным и углеродным видам минерального топлива. Из этих видов сырья получают многие виды элементов неметаллов (сера, фосфор, хлор и др.), соединения металлов с другими элементами (соединения калия, натрия, бария, стронция и др.), в небольшом количестве и ряд металлов (калий, магний, натрий, стронций и др.). Из неметаллического сырья получают некоторые виды топлива (соединения бора как ракетное топливо, соединения фтора и т. д.). К неметаллам наряду с сырьем, из которого извлекают элементы и их соединения, относят также месторождения промышленных минералов и промышленных горных пород. Промышленностью используются особые физические, физико-химические, физико-механические свойства минералов и горных пород или особенности их химического состава. Например, при применении графита используют ряд его ценных свойств, в том числе высокую огнеупорность (3850 °С), электропроводность и др., в бентонитовых глинах — их высокие сорбирующие свойства, в каолине — высокую белизну и другие особенности. Для горных пород большое значение имеют их механическая прочность, морозостойкость, монолитность (блочность), а для других — декоративность (облицовочные камни), электротехнические свойства (слюды, асбесты и др.).

В настоящее время стоимость извлекаемых из недр неметаллических полезных ископаемых существенно превышает стоимость металлического сырья. Большое внимание уделяется комплексному использованию сырья. Например, при добыче и переработке руд барита попутно извлекают соединения серы, ряд цветных металлов; при переработке порошковатых элювиальных тальковых руд — тальк и тонкодисперсный кварц (маршаллит); при переработке апатита наряду с соединениями фосфора получают фтор и т. д.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

К месторождениям химического сырья относятся месторождения фосфора, серы, солей, бора, стронция, а также минеральных пигментов. Названные виды сырья включены в рассматриваемую группу в известной мере условно, так как они используются не только в химической промышленности, кроме того к этой группе месторождений отнесены химически стойкие амфиболовые асбесты, пигмент-

ные оксиды титана, барита, мышьяка и др., также применяемые в химической промышленности. Главная объединяющая особенность данной группы — это месторождения элементов или их соединений, руды которых относятся к категории неметаллического сырья.

ФОСФОР

Общие сведения

Кларк фосфора $9,3 \cdot 10^{-2}\%$. Наиболее богаты фосфором щелочные, а также основные и средние породы. В основных породах его содержится $1,4 \cdot 10^{-1}$, в мезитах $1,6 \cdot 10^{-1}$, в окситах $7 \cdot 10^{-2}$, в осадочных $7,7 \cdot 10^{-2}$. О содержании фосфора можно судить и по распространенности его наиболее широко встречаемого минерала — апатита. Среднее содержание апатита в щелочных породах 1,5—2,5%, в основных (габбро) 1%, а в гранитах 0,57%. Еще меньше его в ультрамафитах, в том числе в перидотитах 0,07%. С фосфором нередко ассоциируют такие элементы, как стронций, уран, редкие земли, фтор, хлор, иногда ванадий, которые в некоторых случаях могут попутно извлекаться.

Важнейшие промышленные минералы фосфора — фторапатит — $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$, хлорапатит — $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{Cl}_2$, гидроксилapatит — $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$, карбонатапатит (подолит) — $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CaCO}_3$. В меньшей мере используются штаффелит, или коллофан, по составу близкий к карбонатапатиту, вавеллит — $\text{Al}_3(\text{OH})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, крадаллит — $\text{CaAl}_3\text{H}[(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6]$, миллисит — $\text{CaNaPO}_4 \cdot 3\text{AlPO}_4 \times 3\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, франколит — $\text{Ca}_{10}[\text{F}_2(\text{OH})_2, \text{CO}_3, \text{O}][\text{PO}_4]_6$, стеркорит — $(\text{NH})_4 \cdot \text{NaN}[\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, вивианит — $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, штрэнгит — $\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и его алюминийсодержащая разность: баррандит, лейкофосфат — $\text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, рокбриджит, или фронделит, — $(\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{2+})\text{Fe}_4^{3+}[(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5](\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}) \times \text{Fe}_3^{3+}[(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5]$, фосфосидерит — $\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Скрытокристаллические образования фосфора экзогенного происхождения, представленные разновидностями апатита с примесью кварца, глауконита, карбонатов, глинистых и других минералов, получили название фосфоритов. В главном промышленном минерале фосфора фторапатите содержится P_2O_5 42,3% и F до 3,8%. Отмечается ряд переходных образований между фтор- и хлорапатитом, а также другими разностями апатита. В апатитах отмечается нередко повышенное количество стронция, редких элементов, иногда бора. В фосфоритах часто повышено содержание урана, в некоторых случаях представляющего промышленный интерес. Кроме того, с осадочными фосфоритами в ряде случаев ассоциирует глауконит, который можно использовать как калийное удобрение и для других целей.

В основном фосфор применяется в туковой промышленности, т. е. в производстве минеральных удобрений. Способы переработки фосфорных руд различны. Наиболее простой способ — размол фосфоритов после их предварительного обогащения (например, после отмыв-

ки желваков фосфоритов от песчано-глинистой массы). Полученная в результате фосфоритовая мука — дешевое и сравнительно долго действующее удобрение. Но растения усваивают ее слишком медленно, поэтому предпочитают другие удобрения, получаемые при более глубокой переработке, а именно, в результате кислотной и термической переработки фосфоритов и апатитов. Предварительно апатитовые, а иногда и фосфоритовые руды обогащают флотацией. Наиболее распространена сернокислотная переработка. В результате получают суперфосфат: смесь дигидрофосфата кальция — $[\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2]$ с сульфатом кальция, в котором содержится P_2O_5 14—20%. С помощью фосфорной кислоты получают двойной суперфосфат с P_2O_5 40—50%. Получают много других фосфорных и комплексных (например, азотно-фосфорных) удобрений. Пример последних — диамофос — $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$. При сернокислотной переработке фосфорных руд нежелательными примесями являются полуторные оксиды (Fe_2O_3 и Al_2O_3) и оксид магния. При электротермической переработке руд получают элементарный фосфор, который затем идет для выпуска концентрированных удобрений.

Соединения фосфора используют при производстве моющих средств, фосфорные кислоты — в химической промышленности, галогениды фосфора — в органическом синтезе. Фосфорорганические соединения применяются при изготовлении лекарств, как средства борьбы с вредителями сельского хозяйства. Кроме того, небольшое количество фосфора вводят в сплавы, что вызывает небольшое расширение металла при затвердевании и тем самым обеспечивает точные формы при отливке.

Применяют фосфор и его соединения и в других отраслях промышленности: при производстве кормов, спичек, в фотографии и др.

Главные производители фосфорного сырья — США, СССР, Марокко, Тунис, Того, Сенегал, Иордания, ЮАР, Израиль, Сирия. Большое количество фосфоритов добывают в Западной Сахаре, на северо-западе Африки (Египет), а также на островах Тихого океана, Науру и Ошен и о. Рождества. Крупными запасами фосфора располагают Мексика, Австралия, МНР, Индия, Иран, Бразилия, Уганда, Перу.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений фосфора можно выделить следующие генетические типы: 1) магматические, 2) карбонатитовые, 3) контактово-метасоматические, 4) гидротермальные, 5) выветривания, 6) осадочные, 7) вулканогенно-осадочные, 8) метаморфизованные.

К *магматическим месторождениям* фосфора относят месторождения нефелин-apatитовые и редкометалльно-нефелин-apatитовые в щелочных породах, апатит-магнетитовую, апатитоносную титаномагнетитовую и апатитовую формации в мафитах, габбро-сиенитах и диоритах. Представители месторождений в щелочных породах — группа месторождений в Хибинском массиве и Ловозерское. Из руд Хибинских месторождений кроме апатита извлекают нефелин, а также пока в экспериментальном порядке сфен и эгирин. Для

этого типа месторождений характерны крупные линзо- и пластообразные, а также более мелкие жило- и гнездообразные рудные тела с содержанием фосфорного ангидрида преимущественно 10—30%. Генезис рассматривается как позднемагматический, хотя имеются и автотематоматические руды и не исключаются процессы ликвидации с образованием богатых фосфором магм.

К месторождениям апатит-магнетитовых руд условно относят месторождения Швеции — Кирунавара и др. Содержание апатита в рудах здесь от 4,5 до 33%. Генезис спорный. Имеется мнение, что эти руды метаморфизованные, первоначально возникшие эффузивно-осадочным путем.

Из руд титаномагнетитовых месторождений фосфор извлекается попутно в виде минерала апатита, благодаря которому содержание P_2O_5 в этих рудах может составлять 2,8—4,7%. К собственно апатитовым рудам относятся оруденелые диориты, сиениты и габбро, содержащие P_2O_5 3,5—12%, реже больше. Рудные тела сложные: штоко- и линзообразные. Примером может служить месторождение Ошурковское.

Карбонатитовые месторождения фосфора обычно комплексные. В карбонатитовых комплексах вместе с минералами фосфора — апатитом, а в зоне выветривания с штаффелитом имеются магнетит, баделлеит, флогопит, переходящий в выветрелых зонах в вермикулит, редкометалльные минералы, скопления кальцита как карбонатного сырья и т. д. Форма рудных тел — сложные линзы, штоки, гнезда, жилообразные залежи. Примеры — Ковдорское, Ессейское и другие месторождения в СССР, месторождения Уганды, Бразилии и других стран. Месторождения рассматриваемого и магматического типов — крупный источник фосфора.

Контактово-метасоматические месторождения играют второстепенную роль, и фосфор из них извлекается, как правило, попутно с другими компонентами. Это апатит-флогопитовые месторождения Канады, СССР (Алданская группа и др.). К этому же типу относят и апатитсодержащие магнетитовые скарновые руды (например, месторождения горы Высокой на Урале). Рудные тела представлены штоками, сложными линзами, гнездами.

Небольшое значение имеют и *гидротермальные* месторождения. К ним относятся апатитовые в карбонатных породах (месторождения КНР и Испании), апатит-касситеритовые (Испания) и ураноносные редкометалльно-аршиновит-apatитовые в карбонатных породах (СССР). Они представлены обычно сложными телами: гнездами, сложными жилами, линзами.

К *месторождениям выветривания* относятся в большинстве своем небольшие по масштабу остаточные и инфильтрационные скопления фосфатов, связанные с корами выветривания. В ряде случаев они приурочены к карстовым образованиям. К месторождениям этого типа относятся Ашинское на Урале, Телекское и Белкинское в Алтае-Саянской складчатой области и др. Форма рудных тел сложная: гнезда, сложные линзы и др. Фосфориты представлены как «каменным» типом, так и рыхлыми землистыми образованиями или одно-

временно и теми и другими. В отдельных месторождениях наряду с фосфоритами апатитового состава имеются алюмо- и феррифосфаты, например вавеллит. Источником фосфора для месторождений этого типа служат в большинстве случаев фосфатсодержащие карбонатные породы, из которых в процессе выветривания выносятся карбонаты, а фосфаты испытывают лишь местную ограниченную миграцию. В ряде случаев в качестве источника рассматривают эффузивные и другие магматические породы. К этому типу можно отнести и штаффелитовые руды, образовавшиеся за счет выветривания карбонатитовых месторождений.

Промышленные скопления фосфора формируются и при выщелачивании гуано, залегающего на карбонатных породах. При этом образуются преимущественно метасоматические (по известнякам и доломитам) инфильтрационные фосфориты. На некоторых островах Тихого океана такие фосфориты возникают при замещении коралловых построек (например, на о. Науру). По составу среди фосфоритов этого типа отмечают апатитовые, баррандитовые и крадаллит-миллиситовые. Нередко этот тип фосфоритов называют островными фосфоритами, противопоставляя их пещерным, генезис которых связывают не с экскрементами птиц, а с экскрементами летучих мышей, накапливающимися в пещерах и затем взаимодействующими с карбонатным субстратом. Пещерные фосфориты известны в Австралии, Индонезии, Америке, Европе. Фосфаты представлены фосфусидеритом, штрэнгитом, рокбриджитом, лейкофосфитом.

Крупную роль в запасах фосфора играют *осадочные месторождения*. Среди них можно выделить наземные и морские. К наземным относятся небольшие месторождения, состоящие из скоплений костей животных, представляющих в большинстве случаев научный (палеонтологический) интерес, а также из достаточно крупных образований формаций гуано. Отложение гуано связано с преобразованиями в поверхностных условиях экскрементов птиц. Они известны в Перу, Чили, Южном Китае и других местах. Мощность отложений достигает иногда десятков метров, скорость накопления — первые десятки сантиметров в год. В формации гуано имеются фосфор и калий, а также азот. Например, состав нормального гуано одной из залежей в Перу следующий (в %): P_2O_5 27,6, NO_2 10,9, K_2O 2—3; а выщелоченного (в %): P_2O_5 21—40, SO_4 1—2, CaO 20—45. Среди минералов гуано отмечают стерконит и другие фосфаты.

К морским месторождениям фосфора относятся как ископаемые фосфорсодержащие отложения, так и современные или третичные образования, представленные в виде желваков фосфоритов на дне океанов. Однако последние рассматриваются в основном как потенциальные месторождения. Среди ископаемых месторождений фосфоритов выделяют желваковые фосфориты, ракушечно-детритовые, зернистые и микрозернистые. Желваковые разделяются на первичные и вторичные, или переотложженные. Первичные желваки обычно образуются на стадии диагенеза, иногда при этом испытывают и локальное переотложение, «сгружаясь» в определенных местах. Однако степень окатанности желваков слабая. Примером могут служить

месторождения Егорьевское, Вятско-Камские и др., связанные с платформенными фациями. Иногда желваковые фосфориты встречаются и среди геосинклинальных образований. Вторичные месторождения желваковых фосфоритов представлены рудами с отчетливо окатанными желваками эллипсоидальной, шаровой и сложной формы. К этому типу относят фосфориты Украины, крупнейшие месторождения шт. Флориды в США (их там называют галечными). Ракушечно-детритовые фосфориты состоят из фосфатсодержащих раковин и их обломков. Наиболее распространены ракушки рода *Obolus* (такие фосфориты иногда называют оболочными). В раковинах содержится 35—36,5% P_2O_5 . Кроме раковин и их обломков в составе руд отмечаются кластические зерна кварца, а также карбонаты, полевые шпаты, глауконит, слюды и другие минералы. Содержание пентоксида фосфора в рудах этого типа 7,6—9,2%. К зернистым фосфоритам относят массивные, сплошные руды фосфора, сложенные небольшими гранулами (зернами). Они формируют различной мощности пласты среди терригенно-кремнисто-карбонатных отложений; содержание P_2O_5 в богатых рудах этого типа превышает (в %) 28, средних 20—28, бедных менее 20. Среди месторождений этой формации встречаются выветрелые разности, представленные сыпучими фосфоритовыми песками, известными в Марокко, Сирии и др. В сыпучих фосфоритах содержится 32—34% P_2O_5 . Месторождения этого типа широко развиты среди меловых и палеогеновых отложений стран Ближнего и Среднего Востока, наиболее интенсивная обработка их ведется в Марокко и Западной Сахаре. Нередко в рудах этого типа отмечается содержание урана, представляющего промышленный интерес для попутного извлечения. К микрозернистым фосфоритам относят массивные, сплошные руды фосфора типа каратауских. Для СССР, США и МНР этот тип имеет большое значение. В рудах данного типа обычно 20—36% P_2O_5 . Фосфориты формируют серии пластов, мощность которых составляет от десятых долей метра до 10—14 м и более, а протяженность отдельных бассейнов — сотни километров и даже 1000 км (бассейн Скалистых гор в США).

Вулканогенно-осадочный тип месторождений фосфора имеет ограниченное распространение (если не учитывать, что ряд исследователей относят к этому типу и месторождения микрозернистых фосфоритов). Месторождения эти связаны с эффузивно-осадочными толщами и представлены железо-фосфорными рудами, содержащими обычно 3—5% P_2O_5 , а местами до 60—90% апатита; железистый компонент представлен гематитом и магнетитом. Пример месторождений этого типа Холзунское в СССР, фосфор-железные руды которого приурочены к продуктивному горизонту, залегающему среди туфов, роговиков, карбонатных и кремнистых пород. В горизонте отмечается несколько пачек, сложенных фосфор-железными рудами. Некоторые исследователи относят к данному типу и месторождения Кирунаваара (Швеция).

Среди метаморфизованных месторождений фосфора следует различать регионально- и контактово-метаморфизованные. К первым

относятся как богатые руды типа Лао-Кайского бассейна в СРВ, представленные апатитовыми пластовыми залежами, содержащими 10—40% P_2O_5 , так и убогими рудами типа апатит-диопсид-кальцит-кварцевых руд (Южное Прибайкалье). В последних P_2O_5 содержится от десятых долей процента до первых процентов, и они рассматриваются как потенциальное сырье, добыча которого будет возможна при утилизации апатита и попутных компонентов — кварца, карбонатов и диопсида (как керамического сырья). К контактово-метаморфическим относят некоторые месторождения Каратауского бассейна, залежи которых претерпели перекристаллизацию (Чулактау, Тешик-Тас) с укрупнением зерен фосфата.

Описание месторождений

Хибинские месторождения связаны с крупным девонским массивом щелочных пород, имеющим в плане овальную форму. Вмещают

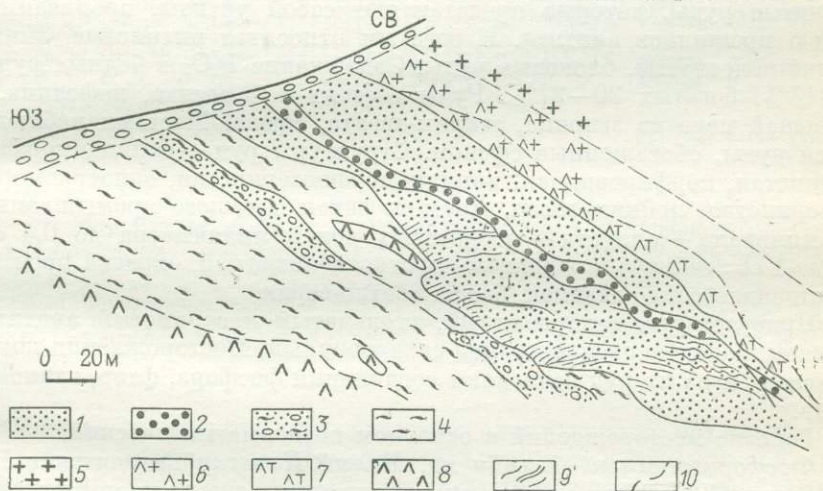


Рис. 89. Поперечный разрез месторождения Кукисвумчорр. По Г. М. Вирвлянскому и др.:

1 — пятипалая руда; 2 — апатитовая брекчия; 3 — крупноблоковая руда; 4 — линзовидно-полосчатая руда; 5 — рискоррит; 6 — полевошпатовый ийолит; 7 — сфенизированный ийолит; 8 — ийолит-уртит; 9 — полосчатость в рудах; 10 — магматические контакты. Сплошные линии на контакте пород — послепатитовые конические разломы

массив протерозойские вулканогенно-осадочные и интрузивные породы и архейский гнейсовый комплекс. Массив слагается различными по составу щелочными породами: ийолит-уртитами, нефелиновыми сиенитами, фойяитами, хибинитами, рискорритами и др., а также апатитовыми рудами и жильными породами, включающими щелочные пегматиты. Массив имеет в плане неполнокольцевое концентрическое строение: от периферии к центру последовательно сменяются различные щелочные породы, причем слагающие зоны породы пада-

ют к центру под углом 20—70°. Периферические зоны, как правило, связываются с более ранними этапами внедрения по сравнению с внутренними. Залежи апатит-нефелиновых руд приурочены к висячему боку зоны ийолит-уртитов (рис. 89). С Хибинским массивом связан ряд месторождений фосфора: Кукисвумчорр, Юкспор, Коашва и др. Залежи апатит-нефелиновых руд преимущественно линзовидно-пластообразной формы. Обычно развито несколько рудных горизонтов. Между рудными горизонтами находятся безрудные уртиты. Мощность залежей от десятков до нескольких сот метров. Длина рудных тел преимущественно от нескольких сот метров до первых километров. Переход от рудных тел к вмещающим их подстилающим уртитам постепенный, а в зоне контакта с перекрывающими рихсчорритами или среднезернистыми нефелиновыми сиенитами нередки брекчии апатит-нефелиновых руд. Среди руд по текстурным особенностям выделяются сетчатые, полосчатые, пятнистые, линзовидно-полосчатые, брекчиевые, мелко- и крупноблоковые. Наиболее бедны сетчатые руды, которые представляют собой уртиты, пронизанные сетью прожилков апатита. К богатым относятся пятнистые, линзовидно-полосчатые, блоковые руды. Содержание P_2O_5 в бедных рудах 6—15%, богатых 20—27%. Руды состоят из апатита, нефелина, в меньшей мере из эгирина, эгирин-авгита, сфена. Местами наблюдаются руды, обогащенные сфеном. Структуры руд — гипидиоморфно-зернистая, порфириовидная, панидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая. Диаметр зерен ведущего промышленного минерала — апатита — от десятых долей миллиметра до 0,4 см, реже 1 см; габитус в основном короткотаблитчатый, окраска преимущественно бледно-зеленая, белая, светло-серая.

Присутствуют сахаровидный, игольчатый и зернистый апатиты, причем наиболее распространен сахаровидный. Месторождения комплексные, и из их руд извлекают соединения фосфора, фтор, глинозем и др.

Генезис месторождений в основном позднемагматический.

Фосфоритоносный бассейн хр. Малый Каратау находится в Казахстане. К бассейну приурочено значительное число месторождений фосфора, включая Джанатас, Коксу, Аксай, Чулактау, Кокджон. Протяженность месторождений достигает нескольких десятков километров. Фосфатные пласты прослеживаются на глубину более 400 м. Бассейн складается породами протерозоя, палеозоя и кайнозоя. Фосфоритоносна тамдинская серия, возраст которой средний кембрий — средний ордовик. В нее входит среднекембрийская чулактауская свита. Последняя в нижней части разреза сложена так называемыми «нижними» доломитами мощностью около 8 м. Выше в свите наблюдается чередование пачек фосфоритов, кремней, фосфатно-карбонатных и фосфатно-кремнистых пород. Мощность чулактауской свиты в целом 75 м. Выше залегает шабактинская свита, состоящая из доломитов и доломитовых известняков. Мощность ее 3—3,5 км. На размытой поверхности пород нижнего палеозоя залегают отложения верхнего девона, нижнего карбона, а также останцы отложений палеогена и четвертичные образования.

Нижнепалеозойские отложения смяты в сложные складки, нарушены разрывными нарушениями (рис. 90). Нижнепалеозойские отложения прорваны каледонскими интрузиями гранитоидов, вызвавших приконтактный метаморфизм фосфоритов. Число пластов фосфоритов на отдельных месторождениях различно (обычно от 1 до 7), а мощность колеблется от первых метров до 17 м. Пласты залегают преимущественно под углами 30—60°, местами вертикально.

Среди фосфоритов бассейна преобладают микрзернистые разновидности, реже встречаются фосфоритовые конгломераты и совсем редко

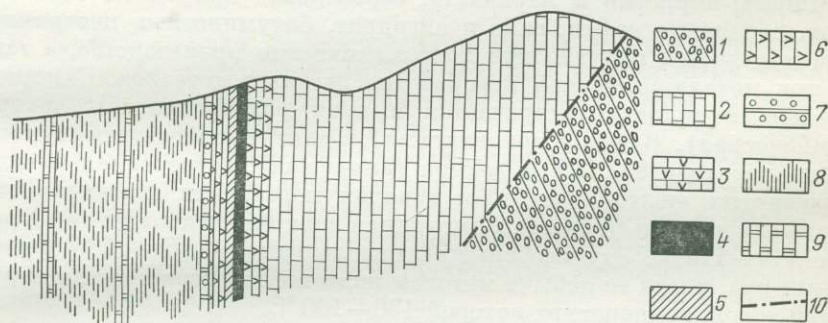


Рис. 90. Геологический разрез центральной части фосфоритового месторождения Чулактау. По Б. М. Гиммельфарбу и А. С. Соколову:

1 — верхнедевонские конгломераты; 2—3 — нижнесилурийские — среднекембрийские породы; 4 — известняки и доломиты, 3 — горизонт «бурых известняков»; 4—7 — среднекембрийские породы; 4 — фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка, 5 — фосфатная серия, фосфатно-кремниевая и нижняя фосфоритовая пачки, 6 — фосфатная серия, кремниевая пачка, 7 — горизонт «нижних доломитов»; 8—9 — нижнекембрийские отложения: 8 — кремнистые породы, 9 — первый и второй горизонты доломитов; 10 — линии тектонических нарушений

желваковые фосфориты. На участках контактового метаморфизма фосфориты перешли из скрытокристаллической в явнокристаллическую разновидность руд фосфора — апатита. Фосфориты черной темно-коричневой и серо-коричневой окраски, нередко проявляется призматическая отдельность. Фосфориты обычно состоят из зерен или оолитов микркристаллического или аморфного фтор-карбонат-апатита, заключенных в фосфатном или карбонатном, кремнистом или смешанном цементе. Диаметр зерен и оолитов 0,01—0,2 мм. В числе примесей в фосфоритах установлены кальцит, доломит, халцедон, глинистое и органическое вещество, оксиды железа и марганца, единичные листочки хлорита, зерна кварца и полевых шпатов, а также турмалина, роговой обманки, глауконита, единичные выделения пирита, флюорита и др. Состав фосфатных руд следующий (в %): P_2O_5 15—36, MgO 2—3, SiO_2 1—29, K_2O_3 0,4—4,5. Состав фосфатно-кремнистых руд следующий (в %): P_2O_5 10—15, SiO_2 40—55. С глубиной в рудах повышается содержание CO_2 (до 7—9%) и MgO (до 3,8%).

Генезис месторождения осадочный.

СЕРА

Общие сведения

Кларк серы $4,7 \cdot 10^{-2}\%$. В осадочных породах ее среднее содержание $3 \cdot 10^{-1}$, а окситах $4 \cdot 10^{-2}$, мезитах $2 \cdot 10^{-2}$, мафитах $3 \cdot 10^{-2}$, ультрамафитах $1 \cdot 10^{-2}$. Наиболее распространены в природе изотопы серы ^{32}S и ^{34}S , причем в магматогенных продуктах больше тяжелой серы. С серой часто ассоциируют селен, теллур, иногда стронций, мышьяк, таллий.

Важнейшие источники серы — самородная сера, сульфиды железа (пирит, пирротин и марказит), сероводород природных горячих газов, сернистые нефти, гипс и ангидрит, битуминозные песчаники. Сера получается попутно при коксохимическом производстве, а также при металлургической переработке цветных металлов. Самородная сера в природе встречается в трех разновидностях: α -сера (ромбическая), β -сера (моноклинная), более высокотемпературная (точка перехода $95,6^\circ\text{C}$), и μ -сера (аморфная), встречаемая в виде творожистых желто-белых масс горячих источников и называемая в этом случае сульфуритом. Самородная сера плавится при температуре $114\text{—}119^\circ\text{C}$. Эту особенность используют и при обогащении серных руд, и при ее добыче методом подземного расплавления перегретой водой, температура которой $150\text{—}160^\circ\text{C}$.

Сера широко применяется в химической промышленности, главным образом при получении серной кислоты — «хлеба» химической промышленности. Последняя используется для переработки тукового сырья и получения искусственных волокон, ряда кислот, обработки пластмасс, в гидрометаллургии (в том числе переработка руд урана и цветных металлов). Кроме того, сера и ее соединения употребляются в целлюлозно-бумажной, резиновой, химико-фармацевтической отраслях промышленности для производства взрывчатых веществ, синтетических материалов, спичек, для осветления крахмала, патоки, сахара, сиропов, вин. В сельском хозяйстве сера используется как удобрение и как средство для борьбы с вредителями (инсектицид), а также при лечении животных. Соединения серы используют в нефтехимической промышленности, для получения антидетонаторов, при изготовлении смазочных веществ для аппаратов сверхвысоких давлений и т. д. Потребление серы и ее соединений — важнейший показатель экономического развития стран. Для ряда производств вредными примесями в рудах серы являются селен, мышьяк, а также битумы, хотя в некоторых случаях они и не вредны (при опылении известково-серным отваром растений).

Производители самородной серы — Польша, СССР, ряд стран Ближнего Востока (Ирак и др.); серу из природных газов получают в Канаде, Франции, СССР, Ираке и др., из нефтеносных сланцев в Швеции, из гипса и ангидрита в Великобритании, США, Индии, Австрии и др. Большое количество пирита и пирротина, как серной руды, добывают в Испании, Португалии, Алжире. В ряде стран серу получают из сернистой нефти, во многих странах — из руд цветных металлов.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений серы можно выделить следующие генетические типы: 1) магматические, 2) карбонатитовые, 3) скарновые, 4) гидротермальные и пневматолитовые, 5) вулканогенно-осадочные, 6) подземноводные и газо-нефтяные, 7) осадочные.

К *магматическим месторождениям* серы следует относить ликвационные медно-никелевые месторождения, сера в которых формирует сульфиды железа, меди, никеля, кобальта и других металлов и извлекается попутно при переработке руд цветных металлов. Примеры — Талнахское и другие месторождения в СССР, Сёдбери в Канаде.

К *карбонатитовым месторождениям* серы относятся редко встречаемые гипс-барит-флюоритовые, связанные с апикальными частями карбонатитовых комплексов. Сера извлекается из гипса. Пример — месторождение Амба-Донгар в Индии.

К *скарновым месторождениям* относятся медные и полиметаллические месторождения, сера которых также представлена сульфидами различных металлов: железа, меди, свинца, цинка и др. Извлекаются они попутно с получением металлов. Примеры — Турбинские медные рудники Урала, полиметаллические месторождения Кара-Мазара в Средней Азии.

Среди *гидротермальных месторождений* серы следует выделять плутоногенные и вулканогенные. К плутоногенным относятся медные и полиметаллические месторождения, сера которых формирует сульфиды железа и цветных металлов; извлекается она попутно. Примеры — полиметаллические месторождения Забайкалья. Среди гидротермальных вулканогенных месторождений выделяется ряд формаций. К этому типу следует относить формации самородной серы в вулканических образованиях. Это и метасоматические залежи (точнее, импрегнационно-метасоматические, так как часть серы формируется не путем замещения, а путем выполнения пустот) серы в приповерхностных зонах вулканических построек, преимущественно среди опалитов, и месторождения серных потоков и кратерных расплавов, а также месторождения, формирующиеся из серосодержащих газов и горячих вод непосредственно в поверхностных условиях. Для импрегнационно-метасоматических месторождений, играющих ведущую роль в вулканогенной группе, характерна определенная метасоматическая зональность, при этом среди характерных пород здесь наблюдаются и сами серные руды — сероносные опалиты, и алунитовые породы, пропилиты и монтмориллонитизированные вулканы. Примеры — Новое на Курильских островах, Мелитойваямское на Камчатке, ряд месторождений Японии. Этот тип месторождений возникает при воздействии сероносных газов и растворов на вулканические постройки, при этом интенсивно выщелачивается ряд металлов, в том числе железо и алюминий, а кремнезем остается и формирует существенно опаловые породы — опалиты. Нередко наряду с самородной серой и серосодержащим минералом алунином отмечается и сульфид серы — мельниковит. Месторождения серных потоков воз-

никают при расплавлении ранее возникших серных залежей при активизации вулканов. Например, серный поток, вынесший 200 тыс. т серы, наблюдался в Японии на вулкане Сперетоко-Иоцап. В некоторых вулканах в кратерах имеются серные расплавы (например, на островах Галапагос). Поверхностные небольшие месторождения серы, в том числе сульфуриты, формируются из серосодержащих вод и газов. Они известны на вулкане Менделеева и ряде вулканов Японии.

К *вулканогенно-осадочным месторождениям* относятся кратерно-озерные месторождения самородной серы, а также месторождения колчеданных руд, формирующиеся при поступлении сероносных вулканогенных гидротерм в морские бассейны. Примером кратерно-озерных месторождений служит одно из крупных месторождений Индонезии Телага Бодае. К колчеданным вулканогенно-осадочным месторождениям принадлежит ряд месторождений Испании и Португалии, играющих заметную роль в получении сульфидной серы. К этому типу можно отнести и некоторые месторождения цветных металлов, из руд которых сера извлекается как попутный компонент.

Существенное значение в добыче серы имеют *подземноводные и газо-нефтяные месторождения*. Подземно-водные месторождения возникают при метасоматическом замещении гипсов и ангидритов серокальцитовыми рудами. Процесс этот осуществляется на определенном расстоянии от поверхности земли, т. е. может начаться только после определенного уровня денудации, вызывающего приближение продуктивных горизонтов гипсов и ангидритов к поверхности. При этом существенную роль играют процессы эрозии, в частности деятельность древних долин, приближающих сульфатонесные слои к поверхности, а также наличие разрывных нарушений, облегчающих миграцию вод, в том числе подъем глубинных вод. К этому типу месторождений относятся наиболее крупные месторождения серы ПНР, СССР, стран Ближнего Востока и др.

Разновидностью месторождений данного типа являются месторождения серы в кепроках соляных куполов. Кепроки, или остаточные шляпы, возникают при растворении верхних частей растущих соляных куполов. Строение их зональное: непосредственно выше солей, в области фронта их растворения, представленного «соляным зеркалом», располагаются гипсы и ангидриты, выше — зона карбонатных пород, а над ней нередко отмечаются скопления глин, как наиболее труднорастворимого остатка соляной толщи. Осернению подвергаются породы зоны сульфатов кальция (см. рис. 30). Пример этого подтипа месторождений — месторождения серы Мексиканского залива.

В газовых месторождениях сера входит в состав сероводорода, который попутно извлекается при добыче природных горючих газов. Такие месторождения известны в Канаде, Франции, СССР (Оренбургские месторождения газа). Месторождения сернистых нефтей известны в ряде стран. Сера извлекается попутно при переработке нефти.

К осадочным месторождениям серы относятся гипсо-ангидритовые месторождения, из которых получают серу в ряде стран, а также колчеданосодержащие каменные и бурые угли и скопления пирита и марказита в песчаниках и глинистых породах, в том числе в глинистых сланцах. Из угля соединения серы извлекают как в процессе обогащения углей, так и при получении кокса. Пример — Подмосковский буроугольный бассейн. Скопления, в том числе желваки железного колчедана, известны в песчано-глинистых отложениях ряда стран, в том числе ГДР, СССР и др. Иногда отмечаются сплошные залежи колчеданов (не желваки или караваи), правда в таком случае не исключается эффузивно-осадочный генезис этих пластов и линз сплошных колчеданных руд.

В некоторых случаях отмечается формирование осадочных скоплений самородной серы, однако промышленные скопления этого типа пока не установлены.

Описание месторождений

Язовское месторождение самородной серы находится на Украине. Оно расположено в северо-западной части Предкарпатского сероносного района, охватывающего территории СССР, ПНР, Румынии. Месторождение приурочено к зоне стыка Восточно-Европейской платформы и Предкарпатского краевого прогиба.

Сероносны на месторождении известняки днестровского горизонта верхнетортонского подъяруса неогена, которые подстилаются гипсами и ангидритами также днестровского горизонта. Перекрывают продуктивный горизонт известняки, мергели и глины ратынского горизонта и песчано-глинистые отложения с прослоями известняков косовской свиты нижнесарматского подъяруса. Выше расположены аллювиальные песчано-галечные и галечно-валунные отложения четвертичного возраста. Общая мощность перекрывающих сероносный горизонт отложений 130—420 м. Серокальцитовые руды образуют сложную пластообразную залежь (рис. 91), разбитую многочисленными малоамплитудными разрывными нарушениями. Эти нарушения являются, по данным В. М. Заярнюка, как дорудными, так и послерудными. Падение залежи СЗ под углом 4° . В рудном теле наблюдаются многочисленные каверны, поры, трещины. Кавернозность увеличивается с глубиной.

Серные руды представлены скрыто- и явнокристаллической разностями. Последняя возникла при перекристаллизации первой. Размер кристаллов серы для руд первого типа 0,002—0,005 мм, второго 0,01—25 мм и более. Размер агрегатов скрытокристаллической серы — от долей миллиметра до 200 мм, преимущественно 5—15 мм. Явнокристаллическая сера формирует агрегаты, которые в кавернах представлены друзами частично ограненных кристаллов. По особенностям текстуры среди серных руд выделяют тонкорассеянные, вкрапленные, пятнистые (гнездовые), гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды. Наряду с неокисленными отмечаются и рыхлые в существенной мере окисленные руды, состоя-

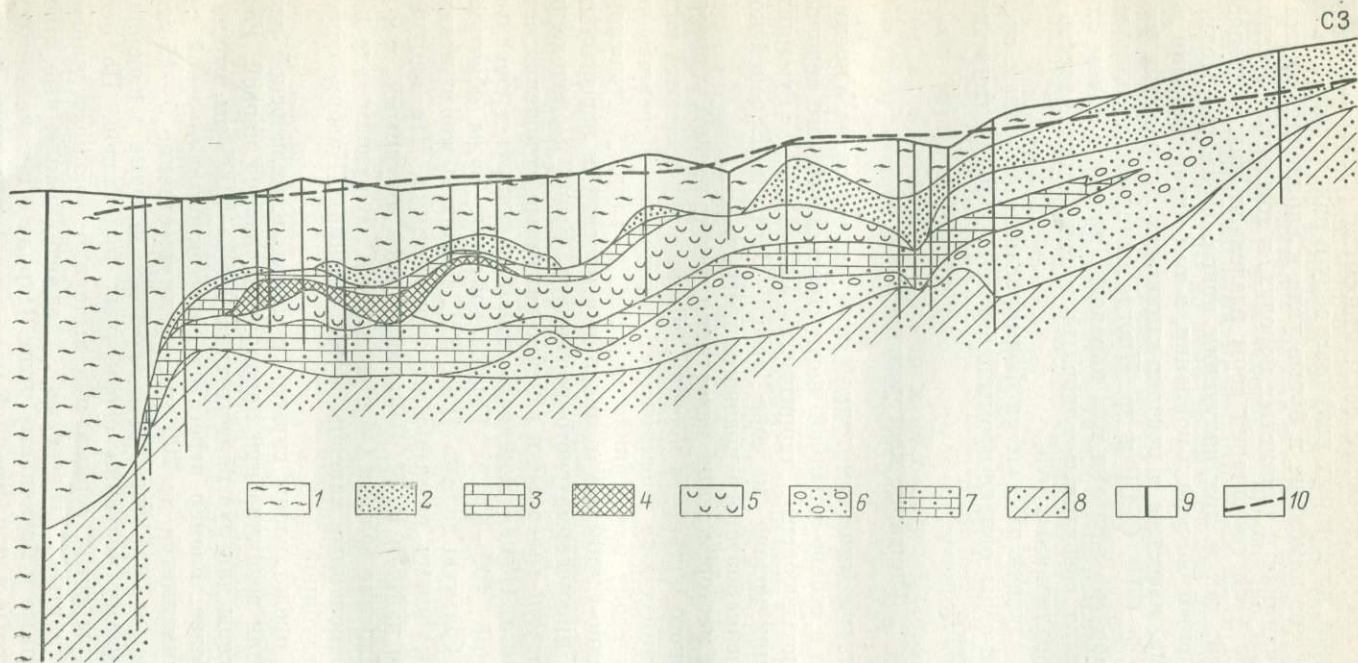


Рис. 91. Геологический разрез Язовского месторождения. По И. И. Алексеенко:

1—2 — нижнесарматский подъярус, косовская свита: 1 — глины известковистые, 2 — песчаники кварцевые; 3—5 — днестровский горизонт верхнетюртонского подъяруса: 3 — известняки, 4 — известняки с серой, 5 — гипсы и ангидриты; 6—7 — нижнетюртонский подъярус: 6 — песок, песчаники, 7 — известняки литотамниевые; 8 — меловая система, верхний отдел — песчаники алевролитовые; 9 — линия тектонического разрыва; 10 — линия пьезометрического уровня вод рудного горизонта

щие из кальцита, глинисто-песчаного материала и обломков неокисленных руд. Состав неокисленных руд в основном серокальцитовый («известняковые» руды), реже отмечаются песчанисто-известняковые, глинистые и гипсовые руды. В серокальцитовых рудах содержание серы 28,5%, в других разностях 4—14,4%.

Генезис серы подземно-водный.

БОР

Общие сведения

Кларк бора $4,2 \cdot 10^{-3}$; в ультрамафитах его содержание $1 \cdot 10^{-4}$, мафитах $5 \cdot 10^{-4}$, мезитах и окситах по $1,5 \cdot 10^{-3}$, а в осадочных породах $1 \cdot 10^{-2}$. Из двух распространенных в природе стабильных изотопов бора резко преобладает ^{10}B (относительное количество 80,2%), а ^{11}B находится в подчиненном количестве (19,8%). Бор литофилен, склонен к формированию комплексных анионов. Рассеяние бора в слоистых алюмосиликатах объясняется не изоморфизмом, а эндокриптным захватом бора алюминием.

Наиболее важные промышленные минералы бора следующие: I *бораты*: котоит — $\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$; сассолин — $\text{H}_3[\text{BO}_3]$; порденшельдит — $\text{CaSn}[\text{BO}_3]_2$; флюоборит — $\text{Mg}_3[\text{BO}_3](\text{OH}, \text{F})_3$; людвицит — $(\text{Hg}, \text{Fe})\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3\text{O}_2]$; сахаяит — $\text{Ca}_3\text{Mg}[(\text{BO}_3)_2\text{CO}_3]\text{H}_2\text{O}$; суанит — $\text{Mg}_2[\text{B}_2\text{O}_5]$; курчатовит — $\text{CaMg}[\text{B}_2\text{O}_5]$; ашарит (ссайбеллит) — $\text{Mg}_2(\text{OH})[\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})]$; сибирскит — $\text{Ca}_2(\text{OH}) \times [\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})]$; боркарит — $\text{MgCa}_4[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_6][\text{CO}_3]_2$; иниоит — $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5]4\text{H}_2\text{O}$; колеманит — $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$; гидроборацит — $\text{CaMg}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; бура (тинкал) — $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$; кернит — $\text{Na}_2[\text{B}_2\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; кальциоборит — $\text{Ca}_2[\text{B}_4\text{O}_8]$; улексит — $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; пандермит — $\text{Ca}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_2]$; борацит — $\text{Mg}_3[\text{B}_7\text{O}_{13}]\text{Cl}$; преобразенскит — $\text{Mg}_3\text{H}[\text{B}_{11}\text{O}_{16}(\text{OH})_8]$; II *боросиликаты*: даголит — $\text{Ca}[\text{BSiO}_4(\text{OH})]$; данбурит — $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; сирлезит — $\text{Na}[\text{BSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$; турмалин — $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Al}_6[\text{BO}_3]_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}] = (\text{OHF})_4$; харкерит — $(\text{Ca}, \text{Mg})_{21}\text{Al}[\text{B}_6\text{Si}_3\text{O}_{30}](\text{CO}_3)_6(\text{OH}, \text{Cl})_3$.

Бор применяется очень широко. Большое количество его используется в стекольной и керамической промышленности (в том числе для изготовления эмалей, глазурей, оптических стекол), пропитывания керамических изделий соединениями бора для придания им водонепроницаемости и т. д. Добавка B_2O_3 в стекольную шихту уменьшает коэффициент термического расширения стекол, увеличивает их прочность. В металлургии бор используется для получения ряда сплавов, в том числе с цирконием, танталом, вольфрамом, алюминием, литием, медью, кобальтом, марганцем, хромом и др. Эти сплавы используются для изготовления турбин реактивных двигателей, лопастей пропеллеров и других изделий. При введении бора в стали увеличивается глубина их закалки. Соединения бора применяют при выплавке и рафинировании золота и серебра, выплавке стали, пайке и сварке металлов. В США из кристаллического бора и синтетических смол были построены корпуса ракет. В этой стране наблюдается

тенденция замещать в авиации алюминий бором. Бор применяется для изготовления твердых сплавов (боразон, карбид бора, эльбор и др.). Некоторые нитриды бора имеют термостойкость 3500 °С, при твердости существенно превышающей твердость корунда. В связи со способностью ^{10}B захватывать тепловые нейтроны он используется в атомной технике, в том числе в реакторах и нейтронных счетчиках. Соединения бора с водородом (бораны) являются высококалорийным реактивным топливом. Бор используется при получении гибких пластмасс, находящихся применение в авиационной промышленности, негоряемой бумаги (борат аммония), для снижения детонации жидкого горючего (гидриды и нитриды бора), в медицине, производстве моющих средств, красок, в консервной промышленности, текстильной и ряде других. Применяется бор и в сельском хозяйстве, как одно из важнейших микроудобрений. В частности, его соединения повышают морозостойкость растений.

Главные производители борных соединений — США, располагающие исключительно богатыми месторождениями этого сырья, а также Турция, Аргентина, Чили, КНР, СССР. В капиталистических странах, таких как США, Турция, Чили, Аргентина и др., преобладают вулканогенно-осадочные месторождения бора. В нашей стране большую роль играют скарновые месторождения.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений бора выделяются следующие генетические типы: 1) скарновый, 2) гидротермально-пневматолитовый, 3) выветривания, 4) осадочный, 5) эффузивно-осадочный, 6) подземно-водный.

Скарновые месторождения бора делятся на два подтипа — известняковые и магнезиальные скарны. Наибольшее промышленное значение имеет данбурит-датолитовая формация, связанная с известняковыми скарнами. Пример — Дальнегорское месторождение Приморья. Главные промышленные минералы формации — датолит и в меньшей мере данбурит. Среди минералов формации следует отметить борсодержащие аксинит, турмалин, норденшельдит, а также гранат, пироксен, кварц, кальцит, волластонит. Содержание B_2O_3 в рудах 2—11%. Форма рудных тел — линзы, пластообразные тела. Иногда отмечается оловянное оруденение, сопутствующее борному, а также медное, железное, полиметаллическое. Попутно возможно использование волластонита как керамического сырья. Иногда среди данбурита встречаются хорошие прозрачные кристаллы, пригодные для ювелирных целей. К этому же подтипу известняковых скарнов относятся имеющие существенно меньшее значение сибирскит-датолитовая и кальций-боритовая формации. Месторождения этих формаций мелкие; форма рудных тел — гнезда, жилы, линзы; содержание B_2O_3 в рудах 2—7%. Среди месторождений магнезиальных скарнов наиболее распространенными являются формации людвигит-магнетитовая, котоитовая, суанитовая, сахит-курчатovitовая. Месторождения людвигит-магнетитовой формации рассматриваются как

источник железа и бора. Нередко по людвигиту развивается ссайбелинит. Отмечаются также борсодержащие флюоборит, аксинит, турмалин, датолит, харкерит, сахаит, котоит, а также серпентин, хлорит, тремолит. Иногда отмечается присутствие минералов олова. Содержание B_2O_3 в рудах от 2—5 до 15%. Форма рудных тел — пласто- и линзообразная, гнездовая, жильная. Пример — борно-железородные месторождения Якутии. Котоитовая формация часто представлена комплексными рудами. Например, на месторождении Холь-Гол в КНДР кроме бора имеются золото, медь, висмут и другие промышленные элементы. Из борных минералов здесь присутствуют также аксинит, турмалин, датолит, варвикит и др. Содержание B_2O_3 5—15%; формы рудных тел — линзы, столбы, жилы. Для суанитовой формации отмечаются такие борные минералы, как ссайбелинит, флюоборит, датолит, аксинит, турмалин, котоит, людвигит, харкерит, боркарит. Содержание B_2O_3 в рудах преимущественно 10—17%; форма рудных тел — пластообразные залежи, линзы, гнезда. Сахаит-курчатовитовая формация представлена комплексными рудами с цинком, мышьяком, железом, вольфрамом, молибденом и др. Среди борсодержащих минералов отмечаются кроме входящих в название формации также людвигит, ссайбелинит, котоит, суанит, флюоборит, роуит и др. Форма рудных тел — пластообразные залежи, линзы, гнезда. Пример — месторождение в Бурятии. Кроме выше охарактеризованных формаций магнезиальных скарнов в литературе отмечается ссайбелинитовая формация, установленная в КНР.

Месторождения гидротермально-пневматолитового типа представлены двумя формациями — бороносных фумарол и соффионей и турмалиновой. Первая — типичная вулканогенная формация, развитая в районах действующих или недавно потухших вулканов. Соффионы, т. е. струи сжатого пара, выделяющегося из трещин, содержат борную кислоту, аммиак, сероводород, углекислоту. Месторождения этого типа известны в Италии (соффионы Тосканы). Пар и горячую вулканическую воду используют для отопления, а бор извлекают из них попутно. Содержание B_2O_3 в водах фумарол и соффионей обычно 0,1%, иногда до 0,5%. В некоторых случаях борные минералы в виде буры и улексита отлагаются из горячих вод, не имеющих видимой связи с вулканической деятельностью. Пример — месторождения Западного Тибета. Здесь из воды с температурой 72,5°C отлагаются бораты. Бура отлагается на метаморфических коренных породах.

К *месторождениям выветривания* относятся месторождения бора в кепроках соляных куполов. В СССР в Индерском куполе бораты развиты в гипсовой зоне кепрока. Здесь известны как остаточные, так и инфильтрационные залежи боратов. Источник бора — исходные соляные породы, в которых отмечена бороносность. Для скопленений бора в кепроке характерны минералы — ашарит, пандермит, улексит, иниоит, гидроборацит, колеманит. Форма залежей — линзы и гнезда.

К *осадочному типу* боронакопления относятся залежи калийно-магниевых солей, содержащих бораты, и озерные бороносные осадки.

Повышенное содержание боратов характерно для Северо-Германского соленосного бассейна, где они добываются попутно с разработкой солей. Бораты здесь представлены желваками, диаметр которых измеряется от первых сантиметров до дециметров. Среди минералов боратов этого генезиса установлены преобразженскит, калиборит, борацит, гидроборацит. Бороносны преимущественно бисофит-кизерит-карналлитовые породы. Потенциальный источник бора среди осадочных формаций — бурые угли. В золе некоторых бурых углей, в том числе в углях Галле-Лейпцигского бассейна ГДР, содержится 0,01—0,1% бора.

Эффузивно-осадочный тип месторождений бора играет огромную роль в ряде зарубежных стран: США, Турции, Аргентине и др. Для месторождений этого типа характерен вулканогенный источник бора. Они обычно молодые по возрасту и приурочены к зонам пустынного климата. Определенное значение имеет также наличие бессточных впадин — места концентрации бороносных растворов. Среди этого типа месторождений выделяют шесть разновидностей, пять из которых относятся к твердым борным рудам и одна — к бороносным рассолам. Твердыми рудами бора характеризуются тинкал-кернитовая, колеманитовая, пандермитовая и бура-улекситовая формации, а также формация осадков современных озер. Борные руды в озерных, реже лагунных условиях в настоящее время представлены или погребенными осадками (первые три формации), или так называемыми покровными современными образованиями, или близкими к ним современными озерными осадками. К тинкал-кернитовой формации принадлежит крупнейшее в мире месторождение Крамер в США. Оно связано с озерными отложениями и представлено крупной линзой боратов.

Покровные залежи буры и улексита известны в Андах на территориях Перу и Аргентины. Это плащеобразные залежи или конуса, возникшие из горячих источников. Некоторые из них продолжают формироваться и в настоящее время. Месторождения, представленные пластами пандермита и колеманита, известны в Турции, США, Перу, Аргентине. Формация борсодержащих рассолов в озерах известна в США. Здесь в оз. Сёрлс добывается межкристалльная рапа. Современные бороносные осадки формируются в озерах. При этом возникают или разрозненные кристаллы боратов в донных илах, или кристаллы и их скопления среди солей или бораты образуют цемент песчанистых осадков. В пересыхающих бороносных озерах и солончаках бораты формируют корки и выцветы. Представлены также бораты бурой, углекислотом и очень редко (на одном из месторождений Перу) иниционом. В настоящее время добыча таких бороносных осадков ведется в небольшом количестве в Аргентине, Чили, Перу, Боливии, Иране.

К *подземно-водным* формациям бора относятся борсодержащие подземные воды, которые развиты в районах современного или относительно молодого вулканизма или в нефтеносных районах. В подземных водах нефтяных месторождений содержание B_2O_3 составляет в ряде мест 300—450 мг/л, иногда до 700 мг/л. В связи с неф-

тяными бороносными водами в некоторых случаях формируются небольшие скопления бора в грязевых вулканах.

К потенциальному типу месторождений бора следует относить метаморфогенный. Это формация турмалиноносных кристаллических сланцев. При этом турмалиноносными бывают преимущественно углеродисто-глинистые (графит-слюдяные) породы. Содержание B_2O_3 в этих комплексах достигает 4,8%, запасы бора значительные.

Описание месторождений

Дальнегорское месторождение находится на Дальнем Востоке в районе развития эффузивных и осадочных пород мезозойского и кайнозойского возраста. Известняки и перекрывающие их песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы, относимые к верхнему триасу, прорваны палеогеновыми гранитоидами, а также дорудными и интратрудными дайками диабазовых и андезитовых порфиров. Породы на месторождении формируют асимметричную антиклинальную складку, юго-восточное крыло которой опрокинута и падает на северо-запад под углом 60—83°. В этом крыле находятся рудные тела. По известнякам развились датолитоносные геденбергитовые, андрадитовые и волластонитовые скарны. В них же имеется небольшое количество данбурита и аксинита. Там же, где в известняках отмечаются прослой глинистых сланцев, по кремнистым сланцам с прослоями известняков образовались гранат-данбурит-пироксеновые скарны, местами с аксинитом. За счет песчано-сланцевых пород сформировались аксинитсодержащие эпидот-гроссуляровые скарны. Рудные тела имеют линзо- и пластообразную форму. Структуры руд — от мелко до крупнозернистой, текстуры — пятнистая, полосчатая, брекчиевидная, друзовая.

Генезис месторождения связывают с предполагаемым на глубине массивом гранитоидов.

Месторождение Крамер расположено в шт. Калифорния (США) в пустыне Мохаве. В районе месторождения на кристаллическом фундаменте развита свита туфов, аркозовых песчаников и конгломератов миоцена. Выше залегают покровы оливиновых базальтов с прослоями аркозовых песчаников, относимых к верхнему миоцену. Еще выше располагаются озерные отложения плиоцена. Начинаются они слоем кремнистого сланца, выше — сланцеватая глина с прослоями известняков; общая мощность сланцев и глины 7—15 м. В сланцах и известняках устанавливаются прослой и прожилки улексита и других боросодержащих минералов. Эти породы перекрываются тонколистовой синей глиной, названной «синим сланцем». В этой глине в центре бывшей озерной котловины и находятся промышленные залежи буры и кернита. Пласты почти чистых натриевых боратов разделены прослоями глины. Мощность глины с пластами боратов 60—75 м. В целом боратовая залежь имеет форму плоской линзы длиной более 2,5 км, шириной около 0,8 км. В центральной части мощность залежи 68 м, а к периферии залежь расщепляется прослоями глин. Залежь боратов залегает с небольшим падением под

углами 9—10° (рис. 92). Местами залежь нарушена сбросами. В ненарушенных участках она сложена в основном бурой, в нарушенных развиты кернит, тинкалконит — $\text{Na}_2(\text{H}_2\text{O}_3 \cdot [\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4])$. Текстура руд слоистая. Синие глины непосредственно у залежи боратов сложены монтмориллонитом, а в удалении от скоплений боратов — в основном иллитом. Выше продуктивных глин с боратами залегает аргиллит мощностью 9—15 м, он перекрыт аллювиальными конгломератами мощностью до 190 м. Возраст конгломератов от неогена до четвертичного включительно.

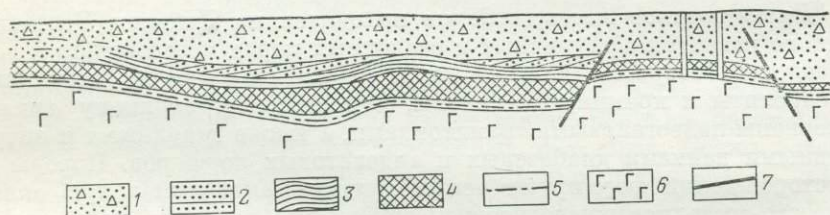


Рис. 92. Разрез месторождения Крамер. По Г. Гэйлу (из работы А. Е. Лисицина и др.):

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — зеленый сланец (глина); 3 — синий сланец (глина); 4 — боратовая залежь; 5 — зеленый подстилающий сланец (глина); 6 — базальт; 7 — сбросы

При формировании месторождения бор, вероятно, привносился фумаролами и сольфатарами в воды озера, где формировалась залежь буры. Затем часть буры под динамическим и температурным воздействием частично перешла в кернит.

СОЛИ (КАЛИЙ, НАТРИЙ, МАГНИЙ, ХЛОР И ДР.)

Общие сведения

Месторождения природных солей разрабатываются с целью получения соединений натрия, калия, магния, хлора, брома и других элементов, а также и самих этих элементов (т. е. элементных магния, натрия и др.). Наряду с получением этих продуктов из солей они в больших количествах извлекаются из морской и озерной воды, подземных вод, а также ряда минералов, не относимых к группе солей. Среди рассматриваемых элементов имеются весьма распространенные в земной коре: калий, натрий и магний — и мало распространенные: бром и иод (табл. 2).

Интересно отметить, что в верхних слоях атмосферы установлен слой (на высоте около 80 км) атомарного натрия. На этой высоте нет кислорода и паров воды, что способствует сохранению натрия в атомарном состоянии.

С рассматриваемыми элементами нередко ассоциируют бор, цезий, литий, рубидий, которые в ряде случаев могут быть извлечены попутно.

Среднее содержание элементов солей в различных горных породах и земной коре. По А. П. Виноградову (1962 г.)

Элемент	Ультрамафиты	Мафиты	Мезиты	Окситы	Осадочные породы	Кларковое содержание
K	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	2,3	3,34	2,28	2,50
Na	$5,7 \cdot 10^{-1}$	1,94	3,0	2,17	0,66	2,50
Mg	25,9	4,5	2,18	0,56	1,34	1,87
Cl	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Br	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
γ	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$

Основные минералы, из которых получают рассматриваемые элементы или их соединения или которые представляют собой объект потребления, следующие: галит — NaCl , сильвин — KCl , бишофит — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, карналлит — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, каинит $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \times 3\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, кизерит — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, эпсомит — $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, тенардит — NaSO_4 , мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$, глауберит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, левеит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2 - 2,5\text{H}_2\text{O}$, астраханит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, лангбейнит — $\text{K}_2\text{SO}_4 \times \text{MgSO}_4$, леонит $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, шенит (пикромерит) — $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, глазерит $3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$, полигалит $\text{K}_2\text{SO}_4 \times \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, алуниит $\text{KAl}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$, трона — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \times \text{NaHCO}_3$, натрон (природная сода) — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, термонакрит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, нахколит — NaHCO_3 , шортит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$, пирсонит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, гейлоссит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, тихит — $2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{MgCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$, ганксит — $2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{KCl}$, портупит — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$, давсонит — $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$, беркит (буркеит) — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$, нитронатрит — NaNO_3 , нитрокалит — KNO_3 , дарапскит — $\text{Na}_3[\text{SO}_4\text{NO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$, нефелин — $(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSiO}_4]$, лейцит — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, кальсилит — $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$.

Приведенные минералы формируют горные породы. Например, из галита слагается такая горная порода, как каменная соль; сульфаты калия и магния — лангбейнит, каинит, полигалит — входят в состав твердой соли; минерал гипс слагает горную породу одноименного названия, аналогичное происходит и с ангидритом. Карналлит входит в состав карналлитита. Сильвин-галитовая порода называется сильвинитом. Многие соляные горные породы именуются

по преобладающему или характерному минералу. Например, имеются породы бишофитовая, каинитовая, лангбейнит-каинитовая, лангбейнитовая, кизеритовая, эпсомитовая, тенардитовая, мирабилитовая, глауберитовая, астраханитовая, полигалитовая и др. Нефелин входит в состав щелочных изверженных пород и их пегматитов. Лейцит содержится в вулканических породах, алузит — в алузитовых гидротермальных породах.

Многие из перечисленных минералов используются для получения нескольких элементов или их соединений. Например, из карналлита получают магний, калий, бром; из нефелина — алюминий, поташ — (K_2CO_3), соду и продукты, из которых изготовляют цемент, а из давсонита — алюминий, соду и т. д.

Рассматриваемые виды минерального сырья применяются довольно широко: так, галит используется для получения более 1500 продуктов.

Галит в больших количествах используется в пищевой и кормовой промышленности. Содержание $NaCl$ по сортам для пищевой промышленности должно быть не менее (в %) — для экстра 99,7, высшего 98,4, первого 97,7, второго 97. Вредными примесями считаются Na_2SO_4 , содержание которого допустимо для сорта экстра до 0,2%, а для всех остальных до 0,5%; кальций, магний, серный ангидрит, а также калий. В химической промышленности галит идет на производство каустической и кальцинированной соды, хлора, соляной кислоты, нашатырного спирта, хлористого кальция и других веществ. Из галита путем электролиза получают элементный натрий, который используется в качестве теплоносителя, в том числе и в атомных реакторах, в клапанах авиационных двигателей и др.; металлический натрий применяют в качестве активного восстановителя в производстве циркония и других, редких металлов. Цианистый натрий, получаемый из элементного, используют при извлечении золота из руд. Элементным натрием очищают от следов воды трансформаторные масла, спирты и эфиры, а при помощи амальгамы натрия определяют содержание влаги в ряде соединений. Галит используют при получении моющих средств, красок, при выделке кож, в лесотехнической, нефтяной промышленности, производстве пластмасс, в холодильном деле, для понижения температуры таяния льда (применяют при оледенении дорог) и т. д. Получаемый из галита хлор используют для производства инсектицидов, в том числе гексахлорана, которым протравливают семена и ведут борьбу с вредителями плодовых и овощных культур. Хлор используют для получения поливинилхлорида (винипласта) и ряда других веществ органической химии.

Из солей магния, в том числе из карналлита, а также доломита и магнезита извлекают элементный магний и его соединения. Много магния получается из морской воды. Магний — легкий металл и используется в металлургии, в том числе для получения сплавов с алюминием, цинком, марганцем для авиационной и автомобильной промышленности, производства масляных насосов, ядерных реакторов и др. Соединения магния используют в химической (в том числе

в органической химии), в медицинской промышленности, при производстве огнеупоров (см. «Магнезит»), в резиновой промышленности. Магний используется при производстве сигнальных ракет. Хлористый магний применяют в качестве дефолианта с целью удаления листьев хлопчатника перед уборкой урожая.

Главная область применения соединений калия — туковая промышленность. На основе калия готовят большое количество минеральных удобрений. Часто сульфаты, фосфаты и карбонаты калия более ценны, чем хлориды. Это объясняется тем, что вносимый в почву хлор вреден для некоторых почв, а также ухудшает качество некоторых овощей и фруктов. Соединения калия также используются для производства моющих средств, стекла и спичек, в медицине, в качестве химических реактивов и др. Цианистый калий применяют при переработке руд золота и серебра, для азотирования стали и других целей. При дублении кож и производстве красителей используют калиевый хромпик — $K_2Cr_2O_7$. Раствор едкого калия необходим в производстве щелочных аккумуляторов. Металлический калий также используется в качестве катализатора для производства синтетического каучука, совместно с натрием как теплоноситель в атомных реакторах, а также для производства перекиси калия, необходимой для регенерации кислорода.

Сульфаты и карбонаты натрия используются в стекольной и химической промышленности, в целлюлозно-бумажном производстве и других отраслях народного хозяйства.

Нитраты, или селитры, применяют в качестве азотных и калийно-азотных удобрений, для производства черного пороха, как окислительное средство.

Калийно-магниевым минеральным сырьем Советский Союз богат. Наиболее известны Верхнекамский и Прикаспийский (пермские), Припятский (девонский), Гаурдак-Кугитанский (верхнеюрский), Предкарпатский (третичный) бассейны. В последнее время выявлен ряд районов. Крупными запасами калийно-магниевых солей располагают Канада, ГДР, ФРГ, Великобритания, США, Франция, Испания. Обнаружен калийный бассейн, расположенный в Лаосе и Таиланде. Израиль ведет добычу калия из вод Красного моря. В ряде стран, в том числе в Канаде и США, широко применяют методику подземного выщелачивания солей.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений рассматриваемых видов сырья можно выделить следующие типы: 1) магматические, 2) гидротермальные, 3) современных осадков, 4) бассейноводные и подземно-водные, 5) осадочные, 6) эффузивно-осадочные.

К магматическому типу относятся формации высококалийных щелочных пород, включая апатит-нефелиновую, редкометалльно-apatит-нефелиновую, нефелиновую, лейцитовых и псевдолейцитовых пород, а также формацию карбонатно-содовых лав. В первых трех формациях источник калия — нефелин, причем калий из него может

извлекаться попутно при получении из руд алюминия, а также натрия (последний получается в виде соды). В нефелине обычно содержится K_2O 3,5—6,8%, реже до 12%, а Na_2O 10,9—15,8%. В лейците K_2O до 18—21%, поэтому лейцитсодержащие породы рассматриваются как один из источников получения калия. В ряде стран, в том числе в Италии, из лейцитсодержащих эффузивных пород, содержащих 18% Al_2O_3 и 7—12% K_2O , получают поташ и глинозем. В СССР известно месторождение калия в Сыннырском щелочном массиве, где калиеносны псевдолейцититы. Причем носитель калия в них — минерал кальсилит (K_2O 24—28,3%). Руды комплексные и могут служить источником получения не только калия, но и алюминия (в кальсилите Al_2O_3 26—32%). Примером месторождений карбонатно-содовых лав служит вулкан Олдогень-Ленга (Олдоньи Ленгаи) в Танзании. Эти лавы содержат повышенное количество карбонатов натрия, являющихся полезным компонентом. В этих местах встречаются лавовые потоки соды.

К гидротермальным месторождениям калия относятся алунитовые. При переработке алунита на алюминий попутно можно извлекать калий. Пример месторождений — Загликское месторождение в Азербайджане. Алунитовые породы — характерные представители вторичных кварцитов, в том числе и молодого возраста. Встречаются они и в ассоциации с опалитами, нередко содержащими самородную серу и находящимися в современных вулканогенных образованиях.

К месторождениям, представленным современными осадками, относятся также, залежи полезных компонентов которых представлены свежим, еще не литифицированным (т. е. не перешедшим в горную породу) осадком. Это преимущественно озерные и лагунные отложения свежевывапавших солей, например новосадка поваренной соли, соды и других солей. К этому же типу относятся и формации солей «сухих» и подпесочных озер. Пример — месторождение сульфатов натрия и магния Джаксы-Клыч. Содовые озерные отложения известны в Алтайском крае. Промышленное значение этого типа относительно невелико. Большую роль играют бассейноводные месторождения, т. е. соляные водоемы, жидкая фаза которых может быть использована промышленностью. Примеры месторождений этого типа — моря, океаны, лагуны, озера. В настоящее время из морской воды извлекают большое количество магния, хлористого натрия и ряд других компонентов. В Красном море установлена высокая концентрация калия, который извлекается из морской воды в значительном количестве. Из рассолов многочисленных озер добываются поваренная соль, сульфаты натрия, сода и ряд других полезных компонентов. В некоторых случаях объектом добычи является донная рапа. Например, в заливе Кара-Богаз-Гол ведется добыча богатой натрием, магнием и сульфат-ионом межкристальной рапы. Эта рапа перерабатывается на заводе искусственного бисофита, а также используется для заполнения близлежащих озер для последующего извлечения выпадающего в них в холодный сезон сульфата натрия. Источники, питающие соляные озера нужными компонентами, разные: это и впадающие в водоемы реки, выносящие необходимые эле-

менты с суши, и соляные купола, в зоне расположения которых находятся озера, и подземные воды. Иногда предполагается и эндогенный источник. Интересно соляное оз. Самбхор в пустыне Раджпутана в Индии. Это озеро, находящееся в 400 км от океана, ежегодно пополняется морской солью в количестве до 3 тыс. т. Соль приносится ветром в составе водяной пыли. В более ограниченных масштабах ведется добыча поваренной соли, магнезия и некоторых других компонентов из подземных вод. Для некоторых компонентов (например, пода и брома) это основной источник добычи.

Своеобразными образованиями солей являются формации *приповерхностных селитрянников* и чилийской селитры. Приповерхностные селитрянники возникают в аридном климате в условиях «подсасывания» грунтовых вод благодаря интенсивному их испарению. В этих случаях иногда в приповерхностной засоленной зоне накапливаются соединения калия. Такие месторождения относятся к группе мелких и могут иметь только местное значение (при кустарной разработке). Источник калия не всегда ясен, в ряде случаев предполагается его органическое происхождение. *Формация чилийской селитры* приурочена к аридным климатическим условиям. Обогащение соединениями азота связывается некоторыми исследователями с разрядами атмосферного электричества (В. Ветцель, 1968 г., Г. Мюллер, 1968 г.) или с разложением органического вещества (С. М. Корневский, 1973 г.). В дальнейшем соединения азота переносились подземными водами, и если на пути их движения были преграды, то воды поднимались вверх и обогащали нитратами породы в зонах капиллярной миграции. Последнее свидетельствует о том, что условия возникновения чилийской селитры и особенности формирования приповерхностных калийных селитрянников близки.

Огромное значение в добыче солей играют *осадочные* месторождения. Среди них по морфологии залежей можно выделить пластовые и солянокупольные, а так как соляные купола связаны с находящимися на глубине пластами солей, то резкой границы между этими типами провести нельзя. Главное же разделение осадочных месторождений солей принято проводить по видам сырья. По этому признаку выделяются следующие формации: каменной соли, сульфатных солей калия и магнезия, хлоридных солей калия и магнезия, сульфатных солей натрия и магнезия, гипса, ангидрита, а также доломита и магнезита. Формации доломита, магнезита, гипса и ангидрита рассмотрены в разделах, посвященных этим видам минерального сырья. Примерами месторождений каменной соли являются и месторождение с пластовой формой тел полезного ископаемого — Артемовское и солянокупольное — Илецкое. Интересным примером является соляное месторождение Скейтинг-Ринк в Восточной Эфиопии, подвергшееся термальному метаморфизму в связи с внедрением в пласты солей интрузии. Шток красновато-коричневой соли возник за счет переплавления соли в зоне контакта. Месторождения сульфатных солей калия и магнезия содержат хлориды этих металлов, а также значительные количества поваренной соли и сульфатов кальция. Месторождения с таким составом солей формировались из

нормальной рапы, в которой имелся или куда поступал сульфат-ион вплоть до стадии возникновения солей калия и магния. Пример — Северо-Германский соленосный бассейн, охватывающий территорию ГДР, ФРГ, ПНР, и ряда других европейских стран. Для вещественного состава солей этого бассейна характерно наличие лангбейнита, кизерита, полигалита, леонита, эпсомита, шенита и других сульфатов, хотя присутствуют и галит, и карналлит, и сильвин. К месторождениям, в которых имеются только хлориды калия и магния, относятся Верхнекамское, Старобинское и др. Этот тип распространен шире. Калий-магниевые соли образовались из метаморфизованной рапы, в которой не было сульфат-иона. Поэтому на этих месторождениях калийные и магниевые минералы солей представлены только хлоридами: сильвином и карналлитом. Залежи сульфатов натрия и магния — тенардит, мирабилит, астраханит и др. — являются в основном продуктами континентального солеобразования. Промышленное значение они имеют лишь в современных или неогеновых отложениях. В основном они известны в донных образованиях современных озер и относятся к типу современных осадков. Однако имеются и ископаемые галогенные формации с сульфатами натрия, например, в третичных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня, в миоценовых отложениях Испании. Глауберит известен в кунгурских отложениях Южного Предуралья и Прикаспийской синеклизы.

К *эффузивно-осадочному* типу соляных отложений относятся формации троны, нахколита и давсонита озерных отложений месторождения Грин-Ривер в США, содосодержащих озерных вод и донной рапы оз. Сирлс в США, ряда кратерных озер Восточной Африки. Рапа оз. Сирлс — источник соды, бора, калия и других компонентов. В этом же озере имеются отложения галита, троны, нортупита, пирсонита, буры, ганксита, беркеита, тенардита, глазерита, гейлюссита, тихита, натрона, глауберита, мирабилита, сирлезита, ангидрита, гипса и других минералов. К этому же типу следует относить и месторождения троны оз. Магади в Кении.

Описание месторождений

Верхнекамский магний-калийный бассейн занимает часть обширного соляного бассейна, связанного с Соликамской впадиной Предуральского краевого прогиба. В субмеридиональном направлении соляной бассейн вытянут на 200 км при ширине до 50 км. Соленосны здесь отложения кунгурского яруса нижней перми. Подстилаются соленосные отложения известняками, доломитами, мергелями и аргиллитами артинского яруса (рис. 93). Низы кунгурского яруса представлены филипповским горизонтом, сложенным ангидритами, известняками, доломитами, мергелями и глинами общей мощностью 60—100 м. Выше залегает глинисто-ангидритовая толща, относимая к низам березниковского или иреньского горизонта; мощность ее 300—350 м. Эта толща перекрывается залежью подстилающей каменной соли мощностью до 400 м. Выше залегает сильвинитовая пачка, состоящая из чередования пластов красных и полосчатых сильвини-

тов и каменной соли. Мощность отдельных пластов сильвинита 0,5—10 м, каменной соли 2—4,5 м, а всей пачки 21 м. В полосчатых сильвинитах сильвинитовые зерна от красного, розового и бледно-розового до белого цвета. Зерна галита — белые, бесцветные и синие. Эта пачка перекрывается карналлит-сильвинитовой, состоящей из пластов пестрых сильвинитов или карналлитов, чередующихся с пластами каменной соли. Пестрые сильвиниты состоят из крупных зерен белого и красного сильвина, белого, серого, голубоватого или бесцветного галита и ангидрита. Карналлитовые породы состоят из крупных зерен красного, оранжевого и желтого карналлита, сцементированного серым, бесцветным, голубым и синим галитом, небольшим количеством ангидрита и карбонатно-глинистого материала.

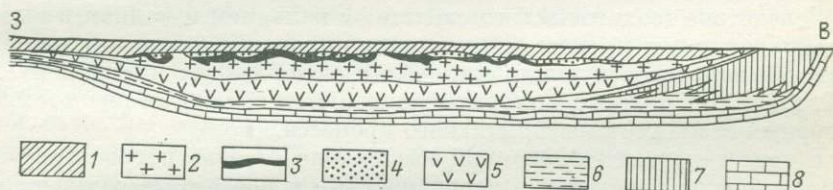


Рис. 93. Разрез Верхнекамского соляного бассейна. По А. А. Иванову:

1—5 — кунгурский ярус: 1 — покровные породы (гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники), 2 — покровная каменная соль, 3 — толща калий-магниевого солей, 4 — подстилающая каменная соль, 5 — глинисто-ангидритовая толща; 6—8 — артинский ярус: 6 — глины, известняки, доломиты, 7 — песчаники, мергели, глины и конгломераты, 8 — известняки

Текстура в нижней части слоев полосчатая, выше — неясно брекчиевидная и полосчатая. Пестрые сильвиниты замещают карналлитовые породы, а сами местами замещены каменной солью. Это замещение особенно характерно для сводов брахискладок и купольных структур, где отмечаются «сильвинитовые» шляпы на пластах карналлитовых пород. Мощности отдельных пластов калий-магниевого и калиевых солей 2—4,5 м, в местах развития сильвинитовых шляп 9—32 м, а пластов каменной соли 2—5,4 м; общая мощность пачки 20—115 м. Выше залегает покровная каменная соль мощностью 0—55 м. Она перекрывается переходной соляно-мергельной толщей мощностью 100 м. Эти отложения перекрыты породами уфимского яруса верхней перми, представленного теригенно-карбонатными и пестроцветными отложениями. Местами породы уфимского яруса перекрыты песчаниками, аргиллитами и глинами казанского яруса перми. Венчают разрез четвертичные образования — пески, супеси, суглинки, глины и мергели. Суммарная мощность отложений, перекрывающих соляные пачки, 70—250 м.

Соляные отложения залегают в основном субгоризонтально, но формируют ряд брахискладок с относительно пологими (5—15°, реже более) крыльями. Наблюдаются мелкие деформации, связанные с явлениями пластического выжимания и течения солей.

Генезис месторождения осадочный, аридный.

СТРОНЦИЙ

Общие сведения

Среднее содержание стронция в земной коре $3,4 \cdot 10^{-2}$, в ультрамафитах $1 \cdot 10^{-3}$, мафитах $4,4 \cdot 10^{-2}$, мезитах $8 \cdot 10^{-2}$, окситах $3 \cdot 10^{-2}$, щелочных породах до $1 \cdot 10^{-1}$, осадочных $4,5 \cdot 10^{-2}$. Стронций — типичный литофильный элемент, по химическим и кристаллохимическим свойствам близкий к кальцию и калию, и поэтому он входит в состав многих минералов кальция и калия, в том числе таких распространенных, как кальцит (до 3,6%), арагонит (до 3,8%), плагиоклазы (до 0,21%), апатит (до 13%), калиевые полевые шпаты (до 0,08%) и др.

Вследствие геохимического сходства с кальцием и калием в высокотемпературных процессах минералообразования стронций рассеивается в породообразующих минералах, содержащих кальций и калий, и его собственные минералы появляются только на низкотемпературных стадиях гидротермального процесса.

В зоне гипергенеза стронций выщелачивается из породообразующих минералов, поступая в поверхностные и подземные воды, и выносится ими в океан, где он фиксируется вместе с кальцием в карбонатных осадках. В осолоняющихся бассейнах может происходить хемогенное осаждение сульфата стронция в конце карбонатной и начале сульфатной стадий галогенеза, приводящее к появлению редкой вкрапленности целестина в карбонатных породах. Такие целестинсодержащие породы наблюдаются на обширных площадях, но содержание стронция в них невелико и ограничивается долями процента и первыми процентами. Это содержание может значительно увеличиваться и достигать промышленных величин в результате перетолжения стронция в процессах диагенеза и эпигенеза.

Собственно стронциевых минералов известно 27, но только три из них представляют промышленный интерес: целестин — SrSO_4 (SrO 56,42%), стронцианит SrCO_3 (SrO 70,16%), бербанкит — $\text{Na}_3(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Ba}, \text{Sr})_3[\text{CO}_3]_5$, содержит SrO 19,7%. Кроме того, стронций извлекается из стронцийсодержащего апатита.

Стронций применяется в виде солей (углекислой, реже азотнокислой и хромовокислой) в кинескопах цветных телевизоров, постоянных магнитах, глазурях для фарфора и фаянса, эмалях, красках и пиротехнике для производства сигнальных и осветительных ракет. Металлический стронций используется в сплавах (например, с медью: повышает ее твердость, не снижая электропроводности). Применяют стронций и при рафинировании цинка. Находит применение и искусственный радиоактивный изотоп ^{90}Sr в разнообразных приборах (дефектоскопах, терморегуляторах и др.).

Потребление солей стронция в США с 1970 до 1977 г. находилось на уровне 16—17 тыс. т, в Японии около 16 тыс. т. Цены на целестиновый концентрат в последние годы повысились на мировом рынке более чем вдвое и в 1978 г. достигли 52 долл. за тонну.

Генетические типы промышленных месторождений

Промышленными источниками стронция могут быть месторождения различных генетических типов: 1) магматического, 2) карбонатитового, 3) гидротермального, 4) вулканогенно-осадочного, 5) фильтрационного.

К *магматическим* относятся некоторые стронцийсодержащие апатитовые и апатит-нефелиновые месторождения. Стронций вместе с редкими землями находится в апатитах (до 5,8%), и, несмотря на то что его содержание в руде и апатитовых концентратах невелико, он может извлекаться попутно при их переработке на удобрения. Запасы стронция в этих месторождениях очень велики.

Карбонатиты обычно характеризуются повышенным содержанием стронция, который на поздних стадиях формирования карбонатитовых месторождений нередко образует собственные минералы (стронцианит, бербанкит, целестин и др.). Но промышленные скопления этих минералов в рассматриваемом типе встречаются редко. Они известны в месторождении Кангакунде-Хилл (Малави), где в рудах содержится до 18% стронцианита, находящегося в виде рассеянной вкрапленности и прожилков в сидерит-анкеритовых карбонатитах. Стронцианит ассоциирует с минералами редких земель и может добываться совместно с ними, а при обогащении руд выделяться в стронцианитовый концентрат.

В *гидротермальных* месторождениях стронций часто отмечается в составе многих жильных минералов, преимущественно низкотемпературных (барит, витерит, кальцит), а при высоких концентрациях его иногда образуются промышленные скопления целестина и стронцианита. Месторождения этого типа многочисленны, но обычно невелики по запасам. Одно из крупных месторождений этого типа — месторождение Провиденсия (Мексика), где в значительных количествах добывался целестин. Целестин тяготеет к висячему боку золото-серебряно-свинцовых жил, залегающих в сланцах, или слагает самостоятельные жилы, в которых его содержание достигает 40%. Запасы целестина на месторождении оцениваются около 400 тыс. т.

Основные запасы стронция сосредоточены в *вулканогенно-осадочных* и эпигенетических фильтрационных месторождениях. Крупные вулканогенно-осадочные месторождения имеются в США (Лудлоу и др. в шт. Калифорния, Агуила и др. в шт. Аризона) и Канаде (Энон-Лох-Леменда); расположены они в континентальных эффузивно-озерных отложениях. Среди туфов, глин и песчаников залегают линзовидные тела и прослои, состоящие в основном из целестина (40—90%) или стронцианита. Отдельные рудные тела по протяженности обычно не превышают 15—20 м, но они многочисленны и, перемежаясь с туфогенным материалом, образуют рудоносные пачки, в которых объем линз стронциевых минералов достигает 50% от общей массы. Зоны оруденения прослеживаются на 2—5 км, и запасы окиси стронция на каждом месторождении оцениваются в сотни тысяч тонн.

Эпигенетические (фильтрационные) месторождения стронция по условиям залегания и морфологическим особенностям рудных тел могут быть разделены на две основные группы: жильные и стратиформные.

В жильных месторождениях оруденение приурочено к зонам тектонических нарушений и карстовым полостям. Рудные тела имеют форму линз, жил или прожилков, иногда образующих штокверки. Размеры рудных тел колеблются в широких пределах, достигая 10—15 м мощности и 200—300 м по простиранию. Руды обычно характеризуются простым составом: рудные минералы представлены обычно целестином, иногда стронцианитом (Вестфалия, ФРГ), спорадически в небольшом количестве появляются сульфиды (пирит, галенит, сфалерит), нерудные представлены кальцитом, гипсом и др. Жильные месторождения стронция многочисленны, но большей частью невелики по запасам, находящимся обычно в пределах нескольких десятков тысяч тонн.

Наиболее интересны в промышленном отношении крупные стратиформные образования: пласто- и плащеобразные залежи мощностью 1—8 м, прослеживающиеся на километры среди карбонатных пород, иногда песчаников и залегающие согласно с ними. Руды обычно простого состава: основной промышленно-ценный минерал в них целестин, иногда присутствуют барит (до 10—20%), самородная сера (2—3%); породообразующие представлены минералами вмещающих пород — кальцитом или доломитом, если они залегают среди карбонатных пород, кварцем и полевыми шпатами, если они залегают среди песчаников. Руды не богаты стронцием, но легко обогащаются, запасы их на каждом месторождении, как правило, велики. Генезис рассматриваемых месторождений некоторые исследователи считают телетермальным, некоторые — осадочно-диагенетическим. Больше оснований считать его фильтрационным.

Целестин является обычной примесью в рудах месторождений самородной серы, где его содержание большей частью не превышает 3—5%, и в небольшом количестве может извлекаться попутно при обогащении серных руд.

Потенциальным источником стронция могут быть подземные минерализованные воды хлоридно-кальциевого типа и рассолы, нередко содержащие до 800—2000 мг/л растворенного стронция, а также иод, бром и другие элементы. Запасы стронция в них велики и еще не оценены. Стронций из них пока не извлекают из-за отсутствия экономически эффективной технологии.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ

Общие сведения

К минеральным пигментам относятся различные минералы и горные породы с характерной окраской, используемые для приготовления различных красок. Для получения красок к ним добавляют связующие вещества — масла, лаки, органический клей, жидкое стекло

и др. Кроме природных в промышленности широко используются различные искусственные пигменты. Для пигментов важное значение имеют такие свойства, как цвет, кроющая способность (укрывистость), свето- и атмосфероустойчивость, водоупорность, химическая стойкость, маслоемкость, а также структурные особенности, химический и минеральный состав. Цвет определяется цветовым тоном (длиной волны), чистотой тона и его светлотой. Укрывистость — способность пигментов в совокупности со связующим веществом ложиться на окрашиваемую поверхность тонким равномерным слоем и делать невидимым первоначальный цвет этой поверхности. Обычно у пигментов имеются оптимальные размеры частиц, отличающиеся наиболее благоприятными показателями. Диаметр частиц не должен превышать толщину наносимой при окрашивании пленки.

Согласно Б. В. Залесскому и Ю. А. Розанову (1946 г.), выделяют следующие типы минеральных пигментов: железоксидный и марганцево-железоксидный, глинистый, карбонатный, углистый, кремнеземистый, сульфатный, фосфорнокислый. Среди железоксидных и марганцево-железоксидных пигментов, содержащих от 30 до 85% оксидов железа и марганца, по цвету выделяют желтые (некоторые охры), коричнево-желтые (сиена), красные (мумия, железный сурик), коричнево-красные. Хромофором в них служат железо и марганец. Эти пигменты во многих случаях являются железной и марганцевой рудой. К пигментам глинистого типа принадлежат окрашенные оксидами и гидроксидами железа и марганца глины; окраска желтая и коричневая. Содержание оксидов и гидроксидов названных металлов 20—30%. Примером является умбра — продукт выветривания железных руд, содержащих марганец. К этому же типу относятся белые глины и каолин, а также черные и серые глины. В последних окраска связана с органическим веществом. К карбонатным пигментам относятся известняки, включая мел, мелоподобный мергель, а также доломиты. Окраска этих пород белая, светло-желтая (при наличии водных оксидов железа), коричневая (при наличии гумусовых веществ) и с зеленоватым оттенком (при наличии глауконита). Эти разновидности пигментов используются в клеевых красках. К карбонатным пигментам принадлежат малахит и азурит, используемые для производства художественных красок. Углистые пигменты представляют собой продукты неполного сгорания или выветривания каменных углей. Они черного (природная сажа) или коричнево-черного и коричневого цвета, что объясняется присутствием органических веществ и частично оксидов железа. К кремнеземистым пигментам относятся зеленый глауконит, луково-зеленый волконскоит, синий лазурит, белые волластонит, диатомит, тальк, шпрофиллит, зеленый гарниерит, а также горные породы, в том числе розовые и красные вулканические туфы, темно-серые глинистые сланцы и т. д. К сульфатным пигментам принадлежат белые гипс, ангидрит и барит, желтый ярозит. Гипс и ангидрит нередко применяются для осветления других цветных пигментов. К фосфорнокислым пигментам принадлежит вивианит. В свежем виде он бесцветен, а на воздухе приобретает характерную синюю окраску. При обжиге

он становится оранжево-желтым или темно-красным. Пигмент этот неустойчивый.

Кроме вышеназванных типов пигментов в качестве таковых используются киноварь, графит, асфальт, пиролюзит и некоторые другие минеральные вещества. Асфальт применяется для производства черных лаков.

Минеральные пигменты кроме красок и лаков используются в производстве линолеума, клеенки, пластмасс, резины, карандашей, в типографском деле, бумажной промышленности и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений минеральных пигментов выделяют следующие типы месторождений: 1) контактово-метасоматический, 2) гидротермальный, 3) выветривания, 4) осадочный, 5) пирометаморфический, 6) метаморфогенный, 7) эффузивно-осадочный.

Пример *контактово-метасоматического* типа — формации лазурита, залежи которого приурочены к контактам доломитов с сиенитами и другими изверженными породами, и волластонита, формирующего промышленные тела на контакте известняков с различными изверженными породами (от основных до кислых).

К *гидротермальным* принадлежат киноварная формация, баритовая и железоксидная.

Месторождения *выветривания* играют существенную роль среди минеральных пигментов. Это и месторождения первичных каолинов, и оксидов железа (типа Елизаветинского и др., возникших в зонах выветривания ультрамафитов), и формации железной шляпы на медноколчеданных залежах, а также зон окисления сидеритовых руд (Бакальское). В условиях выветривания возникают и марганцовистые пигменты, в том числе развивающиеся по осадочным и метаморфогенным залежам марганцевых руд и пород. К типу выветривания следует относить и скопления ярозита, и малахита, и азурита, генетически связанные с выветриванием залежей сульфидов металлов. Специфична формация окисленных углей.

Большую роль играют осадочные месторождения. К ним относятся месторождения железа и марганца, мела и других карбонатных пород, глин, диатомитов, волконскоита, виванита и др. В частности, месторождения виванита связаны с торфяниками. Месторождения волконскоита в СССР хотя и расположены на платформе (Пермская обл.), но источником хрома для них служат, очевидно, хромосодержащие ультрамафиты Уральской складчатой области.

К *пирометаморфическим* относятся месторождения природной сажи, возникающие при пожарах залежи каменного угля (Акчанкульское в Киргизии). Разлит этот тип ограниченно.

Существенна роль *метаморфогенных* месторождений. Это месторождения графита и железорудные. Пример — железорудные месторождения Кривого Рога и КМА. Следует отметить, что на этих месторождениях к пигментам принадлежат и метаморфогенные руды,

и те же руды, но подвергнувшиеся интенсивному выветриванию и в таком случае относящиеся к типу выветривания.

К *эффузивно-осадочным* относятся месторождения цветных вулканических туфов (Шахназаровское в Армении).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДУСТРИАЛЬНОГО СЫРЬЯ

АЛМАЗ

Общие сведения

Алмаз (адμας — от греч. непобедимый, несокрушимый) кристаллизуется в кубической сингонии и состоит из углерода с примесью кремния, бора, железа, титана и др. Содержание золы 0,18—5%. Близок по физическим свойствам к алмазу и гексагональный лонсдэлит, имеющий аналогичный состав и структуру типа вюрцита. Лонсдэлит обнаружен в метеоритах каньона Дьябло и Гулапара (США) и в импактиках Сибирской платформы.

Алмазы разделяются на ювелирные и технические. К техническим алмазам относятся борт, его мелкозернистая разновидность — конго и магнитная разновидность — стевартит, карбонадо и баллас. Борт — неправильные кристаллы, сростки, индивиды неправильной формы, некрасивого цвета, трещиноватые; баллас — дробе- или градообразный борт с более твердой, чем центральные части оболочкой. Карбонадо — черные серые совершенно непрозрачные тонкозернистые или плотные образования.

Алмаз наблюдается в кристаллах октаэдрического, ромбододекаэдрического и реже кубического габитусов. Правильные, хорошо образованные кристаллы очень редки. Среди алмазов широко распространены кривогранные кристаллы, плоскогранные и плоскореберные алмазы с характерной скульптурой на гранях. Алмазы могут быть прозрачными, просвечивающими и непрозрачными. По окраске их можно разделить на бесцветные, бурые, серые, черные. Отмечаются алмазы различных оттенков — желтоватого, зеленоватого, голубоватого, розоватого, фиолетового. Возможно изменение окраски под влиянием облучения источниками с различной длиной волн. Показатель преломления высокий, порядка 2,4; блеск алмазный; дисперсия света сильная. Плотность алмаза 3,56 г/см³. Алмаз характеризуется совершенной спайностью по октаэдру и несовершенной по ромбододекаэдру. Твердость у алмаза наивысшая из всех природных веществ; она зависит от кристаллографического направления и наибольшая на гранях октаэдра. Балласы и карбонадо имеют наиболее высокую твердость. Алмаз обладает высоким модулем упругости и низким коэффициентом трения, в связи с чем он исключительно стоек на истирание. Алмаз обычно немагнитен, при трении заряжается положительно, является диэлектриком. Однако встречаются некоторые алмазы голубого или синего цвета, являющиеся полупроводниками с проводимостью р-типа. Для подавляющего большинства алмазов характерно свечение под воздействием ультрафиолето-

вого, катодного и рентгеновского излучения. Поверхность алмазов не смачивается водой (гидрофобна), в связи с чем они хорошо прилипают к жировым поверхностям, что нередко используется при обогащении алмазных руд.

В алмазах часто встречаются включения — газообразные, жидкие, твердые. Последние представлены графитом, магнетитом, рутилом, ильменитом, оливином, кварцем. Наиболее часто наблюдаются включения графита. Алмаз химически стоек, не подвергается действию кислот; он сгорает в расплавленной селитре и соде, а при температуре 850—1100 °С — в воздухе, при 720—880 °С — в струе чистого кислорода; при нагревании без доступа воздуха превращается в графит.

Разработано много способов синтеза алмазов. Наиболее близок к природным условиям метод получения алмаза из графита при высоких температурах и давлениях. По составу искусственные алмазы не отличаются от природных, кристаллизуются в формах, наблюдаемых в природе, и соответствуют им по другим свойствам. Размеры первых полученных алмазов не превышали долей миллиметра, сейчас достигают 5 мм.

Алмазы по величине, степени прозрачности, окраске, наличию или отсутствию включений и другим признакам делят на сотни сортов. Для каждого месторождения существует своя сертификация. На мировом рынке действует Генеральная классификация алмазов, которая принята крупнейшими фирмами капиталистических стран. В СССР разработаны технические условия на натуральные алмазы, в соответствии с которыми алмазы делятся на семь категорий и 23 группы.

К ювелирным алмазам относят кристаллы высокого качества, без дефектов, красивой и равномерной окраски, размером не менее 1/20 карата (карат равен 0,2 г). Алмаз лучшего качества должен быть совершенно прозрачным, без оттенков и мутных участков (алмаз чистой воды). Цветовые оттенки, особенно желтого цвета, снижают ценность камня. Экземпляры с красивой и редкой окраской ценятся особо — «фантазийные камни». Ювелирные алмазы подвергаются огранке и полировке и тогда называются бриллиантами. При обработке алмазов потери составляют от 15 до 50%. Наиболее крупным алмазам и бриллиантам присваиваются собственные имена. В настоящее время в технике используется около 80—85% природных алмазов и все синтетические.

В зависимости от качества и назначения технические алмазы делят на ряд групп. Из алмазов изготовляют алмазный однокристалльный инструмент — волокни, резцы часовые, делительные для резки полупроводниковых материалов, наконечники к приборам для измерения твердости, иглы граверные, стеклорезы и т. д. Для этих целей применяются только природные алмазы. Для изготовления волок алмазы должны быть исключительно высокого качества, прозрачны, иметь форму октаэдра или додекаэдра и массу от 0,8 до 2,8 карата. Для колонкового бурения используется 10—15% всех технических алмазов. Для изготовления коронок применяют мелкие алмазы — до

200—300 шт. на коронку, армированные механическим способом. Для абразивных целей используются мелкие со значительными дефектами природные алмазы, а также все синтетические.

Месторождения алмазов распределены на земном шаре весьма неравномерно. Большая их часть сосредоточена в странах Африки (97 % от мировых запасов, без СССР), есть они и в СССР. Имеются месторождения в Индии, других странах Азии, Австралии, Америке. Но такие крупные индустриальные страны, как США, ФРГ, Италия, Англия, Франция, Япония, все необходимое для них природное сырье вынуждены импортировать. После 30-х гг. на первое место по добыче алмазов выдвинулся Заир. Мировая добыча алмазов (без СССР) возросла с 7,5 млн. каратов в 1929 г. до 30 млн. каратов в 1967 г. В 1970 г. общая добыча составила 333 млн. каратов (без СССР). Заир добывает 65 % алмазов от общей добычи капиталистических стран, но по их стоимости значительно уступает ЮАР, так как там получают в основном ювелирные алмазы. Последние добываются также в Намибии, Гане, Анголе, Сьерра-Леоне. В добыче других стран преобладают технические алмазы.

Цены на синтетические алмазы несколько ниже, чем на натуральные. Стоимость ювелирных алмазов колеблется в широких пределах в зависимости от величины, качества камней и моды на них. Цена камня массой более 1 карата определяется умножением массы камня в квадрате на условную цену одного карата.

Генетические типы промышленных месторождений

Алмазы встречаются в месторождениях магматического и россыпного типов. *Магматические* месторождения пространственно и генетически связаны с кимберлитами. Последние встречаются на всех континентах, образуя в Африке и на Сибирской платформе наиболее мощные узлы. Кимберлиты развиты в основном в пределах древних платформ, в их размещении большую роль играют глубинные разломы. В пределах провинций имеются кимберлитовые поля, объединяющие сближенные, вероятно одновозрастные, кимберлитовые тела, формирующиеся в пределах единой тектонической зоны.

Кимберлитовый магматизм проявлялся в разные геологические эпохи — в докембрии, палеозое, мезозое. Среди кимберлитовых образований выделяют тела трубчатой формы, дайки и пластовые залежи, между которыми наблюдаются взаимные переходы, в том числе от трубок к жилам и дайкам. Размеры трубок в плане варьируют в широких пределах — от трубок диаметром несколько метров до трубок с поперечником более 1 км. Наиболее крупной является трубка Мвадуи в Танзании (2525×1068 м). Форма кимберлитовых тел в плане очень разнообразна: от близкой к округлой и овальной до удлиненной. С глубиной сечение трубок нередко уменьшается и они часто переходят в дайки. При общей тенденции суживаться на глубину иногда наблюдаются раздувы и пережимы с частичным или полным выклиниванием. Мощность даек и жил колеблется от нескольких сантиметров до 4—6 м, с раздувами до 15—30 м. Оси тру-

бок обычно вертикальные, но известны и наклонные трубки. Кимберлитовые тела располагаются группами.

Среди кимберлитовых пород выделяют кимберлиты, кимберлитовые брекчии, кимберлитовые туфы и туфобрекчии. Кимберлиты по сравнению с большинством изверженных пород характеризуются рядом специфических особенностей. В них постоянно присутствуют включения чуждых и родственных пород, интенсивно проявлены постмагматические изменения. Последние проявляются в серпентинизации, карбонатизации, окварцевании, хлоритизации и иногда цеолитизации. В некоторых трубках Якутии встречаются обильные выделения газообразных, жидких и твердых битумов. По составу кимберлиты относятся к ультраосновным породам несколько повышенной щелочности, эффузивного облика, порфировой или порфировидной структуры, существенно слагаются оливином, в меньшей мере (в переменных количествах) флогопитом, а также пироксеном и содержат заметную примесь таких типоморфных для них минералов, как пироп и пикроильменит, в качестве аксессуарных минералов встречаются апатит, перовскит, а также иногда муассанит (SiC).

В верхних частях трубок отмечается развитие зон желтой и голубой земли, рассматриваемых как результат гипергенных и гидротермальных изменений. Алмаз развит в виде рассеянной вкрапленности непосредственно в основной массе породы; встречается в форме отдельных кристаллов, их сростков, неправильных, округлых и чечевицеобразных зерен, двойников срастания и прорастания. Величина индивидов колеблется от мельчайших зерен до крупных, всемирно известных экземпляров. К таким принадлежал алмаз Куллиана массой 3026 карата. Средий размер кристаллов 0,2—0,3 карата.

Содержание алмазов в трубках колеблется от сотых долей карата до десятков каратов на 1 т. Эксплуатируются месторождения с содержанием порядка 0,4—0,5 карата, а некоторые из них с высококачественными алмазами и с содержанием до 0,1 карата. Кроме трубок носителями алмазов являются также дайки и жилы кимберлитов. В отдельных случаях они служат объектами промышленной разработки.

Гипотезы происхождения алмазов можно свести к трем основным точкам зрения: алмазы образовались в результате ассимиляции кимберлитовой магмой углеродсодержащих пород; алмазы были захвачены кимберлитами вместе с эклогитами из глубин земли; алмазы выкристаллизовались в кимберлитовой магме. Несомненно теснейшая связь между кимберлитами и алмазами. Зарождение кимберлитовой магмы происходило в обстановке высокого давления, на значительной глубине. Здесь кристаллизовалась основная часть минералов, в том числе и алмаз. В период оживления тектонической деятельности по глубинным разломам магма поднималась, образуя дайки, жилы и силлы. Трубочатые тела формировались в момент превышения давления вышележащих слоев внутренним давлением газовой составляющей, и в ослабленной зоне происходил прорыв кимберлитовой магмы с заполнением пространства магмой и обломками пород. Предполагается, что в условиях Сибирской платформы

прорыв начался с глубины 3—4 км. Алмазы выделялись на глубине, по пути подъема и в момент прорыва. Коренные месторождения алмазов большинство исследователей относят к раннемагматическому типу, но некоторые из них (В. С. Трофимов) — к позднемагматическому.

Вопрос об источниках *россыпей* алмаза до сих пор окончательно не решен. Большинство исследователей рассматривают в качестве коренного источника только кимберлиты. Однако существуют и другие точки зрения, в соответствии с которыми в качестве первоисточников алмазов предполагаются некоторые основные и ультраосновные интрузивные породы. Кроме того, алмазы известны в урано-золотоносных конгломератах Витватерсранда, образованиях дискуссионного генезиса и в промышленных месторождениях Бразилии, так называемых «филлитах». Эти сланцеватые серицитизированные и каолинизированные изверженные алмазоносные образования, встречающиеся в районе Дамантина. «Филлиты» образуют пластовые и секущие жилы и дайки мощностью от 7—8 до 40 м, залегающие в песчаниках и прослеженные на глубину 100 м. «Филлиты» рассматриваются как наиболее глубинные зоны кимберлитов, претерпевшие существенные изменения.

В россыпях алмазы концентрируются как в результате разрушения коренных пород, так и за счет перемыва более древних россыпей. Наиболее распространены и имеют основное промышленное значение россыпи четвертичного времени. Алмазоносные россыпи известны в Индии, на о. Калимантан, на Урале и в областях развития кимберлитов. Для россыпных месторождений бортовое содержание принято равным 0,1—0,2 карата на 1 м³. Алмазоносными могут быть россыпи различных генетических типов. Для элювиальных россыпей в зоне влажного климата типично образование желтой земли. В условиях аридного климата возникает остаточный, обогащенный алмазами слой, сцементированный карбонатами. Делювиальные россыпи распространены незначительно; промышленная ценность их невелика. Наиболее богатые россыпи возникают в областях с аридным климатом и сильно развитыми процессами карстообразования. Пролювиальные россыпи характерны для областей с аридным климатом и представляют собой отложения «сухих» рек. Здесь алмазы переносятся на многие сотни километров. Аллювиальные россыпи наиболее распространены; это один из основных источников алмазов. Различают ложковые, русловые, косовые, пойменные, террасовые россыпи, россыпи подводных дельт. Распространены они преимущественно в областях с гумидным климатом. Наиболее богаты русловые россыпи. Прибрежно-морские россыпи располагаются на побережье крупных водоемов с относительно пологими берегами и прямолинейными очертаниями береговой линии, вблизи устья алмазоносных рек, в направлении господствующих ветров. Необходимое условие их образования — наличие в устьях этих рек баров и отмелей. Они содержат алмазы исключительно хорошей сортировки и высокого качества. Эоловые россыпи возникают в областях аридного климата и приурочены к котловинам выдувания, ложбинам, ориенти-

рованными в направлении господствующих ветров. Источником алмазов для них являются отложения «сухих рек» и прибрежно-морские россыпи.

Описание месторождений

Якутская (Сибирская) алмазоносная провинция расположена в восточной части Сибирской платформы. В ее пределах на кристаллическом докембрийском фундаменте лежат карбонатные породы кембрия и ордовика с подчиненным развитием отложений силура, девона, карбона и перми. Осадочные отложения триаса, юры и мела распространены достаточно широко и представлены континентальными, морскими и вулканическими образованиями. В неогене и палеогене формировались только делювий и аллювий. Четвертичные отложения занимают обширные области и разнообразны по своим типам. Мощность осадочного чехла в середине провинции по геофизическим данным достигает 3—4 км. Осадочные породы палеозоя прорваны интрузиями траппов и кимберлитов. Трапповый магматизм связывают с пермским периодом и нижним триасом. Кимберлитовые тела обнаружены в основном за пределами максимального развития траппов. Предполагаются три периода внедрения кимберлитов: триасовый, средне-верхнетриасовый и верхнеюрский — нижнемеловой.

В пределах провинции выделяют следующие алмазоносные области: Ботубинскую, Далдыно-Алакитскую, Марха-Тюнгинскую, Анабарскую и Предверхоаянскую, в которых имеется восемь районов кимберлитовых полей, территориально совпадающих со структурами второго порядка — антеклизмами, синеклизмами и передовыми прогибами. Внутри областей наблюдается различное расположение тел кимберлитов — линейное, кустовое, одиночное. В пределах провинции известно много кимберлитовых тел. В центральной части провинции все известные кимберлитовые тела относятся к эксплозивному типу; по периферии наряду с трубками широко развиты интрузивные кимберлиты, форма которых в плане более вытянутая и часто дайкообразная. В Мало-Ботубинском районе известны кимберлитовые трубки Мир, Спутник и др. Форма трубок в плане овальная, вытянутая по длинной оси в северо-западном направлении.

Трубка Мир представляет собой вертикальное трубообразное тело с расширяющейся верхней частью (рис. 94). Трубка выполнена кимберлитовой брекчией. Количество обломочного материала 50—80%. Кимберлиты приповерхностной части относительно сильно изменены и образуют ряд зон, отличающихся по степени разложения. По внешним признакам в кимберлитовой трубке выделяют несколько разновидностей — темно-зеленые малоизмененные кимберлиты, голубые мелкообломочные. Кимберлит, выполняющий трубку, представляет собой типичную брекчию, обломки которой сцементированы серпентин-карбонатной основной массой. Подавляющее количество породы сложено ксенолитами пород осадочного происхождения и включениями пород, родственных кимберлитам — перидотитам,

оливинитами, серпентинитами. Включения эцлогитов и пород типа кристаллических сланцев архейского возраста редки. Алмазы в трубке распределены относительно равномерно, вне зависимости от разновидности кимберлита и представлены в основном октаэдрическими кристаллами. Трубка образовалась в среднем триасе.

В Далдыно-Алакитском районе трубки вытянуты в плане и имеют субширотное простирание длинных осей. В районе известно несколько трубок, в том числе Удачная, Айхал и др. Трубка Удачная состоит из двух сопряженных трубок (Удачная-Западная и Удачная-Восточная) и наклонена к юго-западу. Кимберлиты представлены в основном двумя разновидностями — Восточная выполнена базальтоидным кимберлитом, Западная — кимберлитовой брекчией. Кимберлиты восточной части трубки содержат большое количество свежего оливина. С трещиноватостью связаны газопроявления.

В течение геологической истории Якутской алмазоносной провинции россыпи формировались неоднократно. Допермские древние аллювиальные россыпи, известные только в Далдыно-Алакитском районе, локализовались в карстовых воронках и депрессиях. В россыпях известны лишь единичные находки алмазов. В триасово-юрскую эпоху алмазы известны в пролювиальных россыпях, сохранившихся в эрозивно-карстовых воронках. В Предверхоанской и Приленской обла-

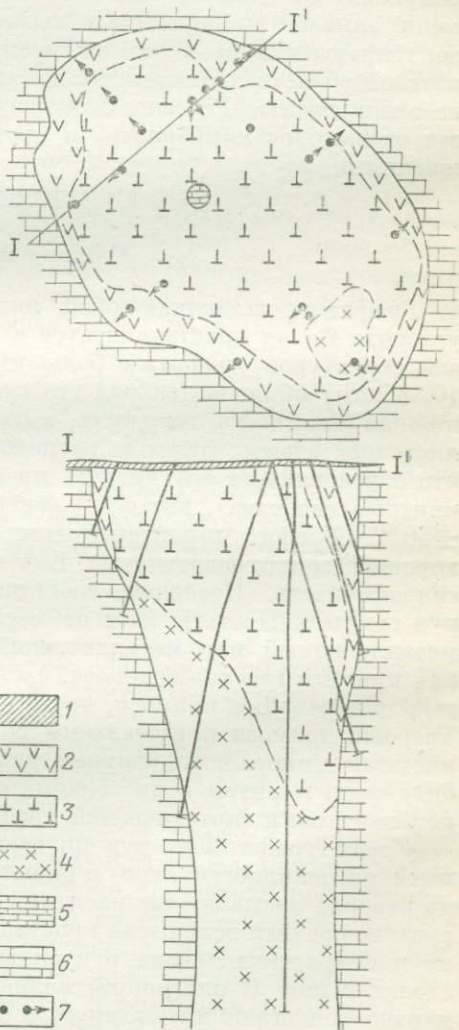


Рис. 94. Схематическая геологическая карта и разрез кимберлитовой трубки «Мир». По А. П. Бобриевичу, М. Н. Бондаренко и др., (1959) г.

1 — элювиально-делювиальный слой; 2 — измененный кимберлит желтого цвета; 3 — измененный кимберлит зеленого цвета; 4 — малоизмененный кимберлит зелено-черного цвета; 5 — крупный ксенолит; 6 — карбонатная порода устькутской свиты; 7 — скважины

стях известны россыпи прибрежно-морского и дельтового типов. Слабо алмазоносны и континентальные отложения мезозойского возраста. Палеоген-неогеновое россыпеобразование обнаруживается в Марха-Тюнгинской и Предверхоанской областях, в пределах которых россыпи связаны с так называемыми «водораздельными галечниками». Эпохе этого россыпеобразования предшествовал длительный период формирования коры выветривания. При этом высвобождались алмазы, переносившиеся многоводными потоками в плоских и широких долинах. В четвертичную эпоху в пределах каждой области образовывались многочисленные россыпи различной перспективности и отличающиеся рядом особенностей. Для Ботубинской области наиболее характерны долинныя россыпи. Россыпи алмазов приурочены к песчано-гравийным отложениям, концентрируются в 20—30 км от коренных источников. В Далдыно-Алаkitской области коренные источники перекрыты траппами и почти не эродированы. Россыпи локализуются в непосредственной близости от выходов кимберлитов и представлены делювиальными образованиями.

ГРАФИТ

Общие сведения

Графит представляет собой минерал, имеющий состав чистого углерода С; он кристаллизуется в гексагональной сингонии. Листовой структурой графита с большими расстояниями между слоями (0,335 нм) объясняется ряд его свойств, в том числе весьма совершенная спайность, жирность, мягкость. Вместе с тем в плоскости листочков атомы углерода расположены весьма плотно (0,141 нм), что обуславливает его низкую просвечиваемость (т. е. высокие пигментные свойства), высокую огнеупорность, составляющую $3850 \pm \pm 50$ °С. Графит характеризуется высокой электропроводимостью, хорошей теплопроводностью. Ему присущи химическая инертность, гидрофобность. Последнее свойство используется при обогащении руд графита. Цвет графита от серебристо-серого до черного; блеск металловидный или металлический. В природном графите имеются как примеси газов — водорода, азота, углекислоты и др., так и твердые минеральные примеси, часть которых при сжигании дает золу. Твердые примеси представлены обычно биотитом, мусковитом, глинистыми минералами, кварцем, кальцитом, органическим углеродом, битумами, пиритом и др. Кроме естественного в промышленности используется и синтетический графит.

Среди графитовых руд по структурным особенностям выделяются разновидности явно- и скрытокристаллические, которые нередко неверно называют аморфными. К явнокристаллическим относятся руды со средней величиной кристаллов, превышающей 1 мкм. В группу явнокристаллических руд включены чешуйчатые и плотнокристаллические. В плотнокристаллических рудах кристаллы графита плотно прилегают друг к другу и ориентированы под разными углами. Такая структура затрудняет расщепление агрегатов и сдвиги

при деформациях. Среди чешуйчатых графитов выделяют крупночешуйчатые (диаметр кристаллов 0,1—5 мм) и мелкочешуйчатые (диаметр кристаллов 0,001—0,1 мм). У скрытокристаллических графитов диаметр кристаллов от 10^{-4} до 10^{-6} см.

Графит применяется в литейном деле — для изготовления тиглей, используемых для плавки специальных сталей, цветных и благородных металлов, противопригарных красок и присыпок, подмазки литейных форм, для изготовления щеток и других деталей в электроприборах, изготовления смазочных материалов, черных карандашей, резины, черных красок, тормозных прокладок, блоков и деталей атомно-ядерных реакторов, щелочных аккумуляторов, батарей, осветительных углей, сварочных электродов, подшипников, реторт, втулок, сопел, форсунок и др. При оценке качества графита учитывают наличие в его составе золы, а также других вредных примесей, например для тиглей — содержание слюды, кальцита и сульфидов, для батарей — меди, железа, никеля и других металлов, для пигментов — сульфидов, для смазочных материалов — кварца, полевого шпата, сульфидов, для угольных щеток — абразивных примесей, меди и других металлов и т. д.

По данным ООН, в 1976 г. в мире было добыто 454 тыс. т скрытокристаллического и 40 тыс. т чешуйчатого графита. Цены за 1 т чешуйчатого графита составили в 1978 г. 300 долл., аморфного 77 долл. и плотнокристаллического (комковатого) 462 долл. В 1979 г. цена цейлонского комковатого графита 752—781 долл. за 1 т при содержании С 97—99%, а при содержании С 95—96% — от 428 до 451 долл.

Крупными запасами графита располагают Мексика, Южная Корея, Индия, Демократическая Республика Мадагаскар и ряд других стран. Большое количество графита добывается в СССР, КНР, Южной Корее, КНДР, Мексике, Австрии. В существенных количествах он добывается в Шри-Ланке, ФРГ, Норвегии, Румынии, Бразилии. В Шри-Ланке добывается графит наиболее высокого качества.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений графита выделяются следующие генетические типы: 1) магматический и контактово-метаморфический, 2) пегматитовый, 3) метаморфогенный.

Несколько необычно соединение в один тип магматического и контактово-метаморфического процесса. Однако в условиях генезиса рассматриваемого типа месторождений графита это в известной мере оправдано. Процесс возникновения залежей графита протекает с заимствованием углерода из зон вмещающих пород, прилегающих к интрузивам. По данным изотопного анализа углерода установлено, что при этом используется не углерод карбонатов, слагающих известняки, а углерод, формирующий углистое вещество, рассеянное в этих известняках, вмещающих интрузивы. Расплавленная магма, по-видимому, в процессе ассимиляции известняков концентрирует графит, в который переходит в зоне контакта углистое вещество. Та-

ким образом процесс этот и магматический, и контактовый. В одних случаях графитовые тела одновременно с ксенолитами известняков попадают в апикальные зоны интрузий (Ботогольское месторождение), в других — располагаются в зоне контакта (месторождение провинции Онтарио в Канаде). В рассматриваемом типе качество графитовых руд высокое, они в основном представлены плотнокристаллической разностью. Следует выделить несколько формаций графита данного типа: области контакта щелочных пород и известняков (Ботогольское), габброидов и известняков (Тас-Казганское), гранитоидов и известняков (провинции Онтарио), гранитоидов и гнейсов (месторождения Шри-Ланки). Форма рудных тел — штоки, линзы, жилы, гнезда. В целом роль этого типа невелика, но он является источником высококачественного графита.

Пегматитовый тип представлен крупночешуйчатыми вкрапленными рудами. В СССР промышленного значения в настоящее время не имеет. Месторождения известны в Канаде.

Метаморфогенный тип — ведущий в добыче графита. В нем известно несколько формаций: апокаменноугольного скрытокристаллического графита, графита в гнейсах и кристаллических сланцах, графита в мраморах. Графитовые руды образуются за счет каменного угля как при контактом (Ногинское в СССР), так и при региональном метаморфизме (месторождения Мексики, Кореи). Рудные тела — пласты, мощность которых обычно измеряется метрами. Формация имеет большое промышленное значение. Существенную роль играет формация графита в гнейсах и кристаллических сланцах. Руды вкрапленные; возникают, как считают многие геологи, за счет графитизации первично рассеянной в осадочных толщах органики. Однако некоторые исследователи полагают, что ведущую роль играет привнос графита в графитоносные зоны. Форма рудных тел — пласто- и линзообразная. Пример месторождений в СССР — Завальевское на Украине и Тайгинское на Урале. Аналогичные месторождения известны в других странах: в Демократической Республике Мадагаскар, Индии и др. Возраст графитоносных толщ обычно древний. Формация графита в мраморах имеет второстепенное значение, так как при обогащении графитовых руд карбонаты вовлекаются в графитовый концентрат и требуются дополнительные расходы на повторное обогащение.

Среди формаций графита в гнейсах и кристаллических сланцах в качестве разновидности следует выделять подформацию выветрелых графитоносных гнейсов. Выветривание, не оказывая существенного влияния на сам графит, делает руды мягкими, легко размалываемыми, что облегчает подготовку их к флотации. Примером месторождений этой подформации служат месторождения Демократической Республики Мадагаскар.

Описание месторождений

Ногинское месторождение графита находится в Эвенкийском автономном округе. Оно расположено в Тунгусской графитоносной

провинции, приуроченной к западной окраине Тунгусского каменноугольного бассейна. В районе месторождения развиты отложения бургуклинской, ногинской и гапкоктинской свит перми. Самая нижняя бургуклинская свита представлена песчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами с пластами графита; ее мощность 300 м. Ногинская свита слагается песчаниками и глинистыми сланцами, мощность ее 180 м. Вышележащая гапкоктинская свита представлена песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами и восьмью пластами каменного угля мощностью 0,15—10 м; мощность свиты более 200 м. Интрузивные породы сложены межпластовыми залежами траппов. В зоне контакта с траппами глинистые сланцы перешли

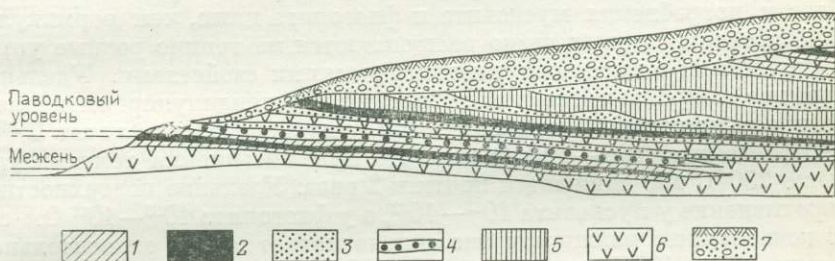


Рис. 95. Геологический разрез Ногинского месторождения графита. По В. П. Солоненко:

1 — адиноли; 2 — графит; 3 — песчаники; 4 — кварцит и брекчия; 5 — глинистые сланцы; 6 — диабаз; 7 — современные отложения

в адиноли — горные породы в основном хлорит-кварцевого состава. Траппы слагаются пижонитом, лабрадором, а также оливином и вторичными минералами — хлоритом, тальком, иддингситом.

На месторождении выявлены три пласта графита (рис. 95), но промышленный только нижний мощностью 0,1—6,1 м (промышленная мощность более 1 м). Верхние пласты в основном менее 0,5 м. Залегание пластов графита и вмещающих пород пологое; падение юго-восточное под углом 5—8°, редко до 20—25°. Среди графитовых руд выделяют столбчатую, слоистую, «свинцовую» и брекчированную разновидности. Столбчатые руды легко разделяются на фигуры, близкие к шестигранным призмам, вытянутым перпендикулярно к слоистости. «Свинцовые» руды напоминают поверхность свинца на гладком срезе. В балансовых рудах содержание золы не более 12%. Зольные примеси в основном распределены равномерно, тонкозернисты, но наблюдаются и жильные выделения кальцита, халцедона, цеолитов. Наиболее вредная примесь — сера, содержащаяся в основном в пирите, которого в приповерхностных зонах не более 0,1%, а на глубине повышается до 1,3% и более.

Образование графита связано с воздействием интрузий траппов на пласты каменного угля.

Общие сведения

Среди слюд в качестве неметаллического сырья рассматриваются мусковит, флогопит и вермикулит. Формулы этих минералов следующие: мусковит — $KAl(OH, F)_2(Si_3AlO_{10})$, флогопит — $K(Mg, Fe)_3[Si_2AlO_{10}]$, вермикулит — $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(OH, F)_2 \times [(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$. В мусковите часть калия замещена натрием, а часть алюминия — железом. К вермикулиту в технике относят не только слюду, в которой в процессе преобразования из биотита или флогопита совершенно не осталось калия, но и ряд промежуточных видов, удовлетворяющих требованиям промышленности. Области потребления мусковита и флогопита иные, чем вермикулита. Кристаллы первых легко расщепляются на тонкие ровные упругие пластинки с высокими диэлектрическими свойствами. Удельное объемное сопротивление в направлении, перпендикулярном к плоскости весьма совершенной спайности, у мусковита, составляет 10^{14} — 10^{15} , флогопита 10^{13} — 10^{14} Ом·см. Но при повышении температуры свыше $250^\circ C$ оно снижается почти в 2 раза. Удельное поверхностное сопротивление у мусковита 10^{11} — 10^{12} , а у флогопита 10^{10} — 10^{11} Ом·см, а с повышением влажности оно сильно падает и при относительной влажности до 100% составляет 10^8 — 10^9 Ом·см. Электрическая прочность, определяемая пробивным напряжением, при обычных температурах примерно одинакова у двух рассматриваемых слюд, но с повышением температуры она сильнее понижается у мусковита — в основном при температурах, превышающих $300^\circ C$, в то время как у светлого флогопита она понижается с $400^\circ C$, а у темного после $700^\circ C$. При толщине пластинок 0,05 мм у флогопита электрическое напряжение составляет примерно 98 кВ·мм, а у мусковита 81 кВ·мм. Жароупорность достигает у мусковита 500 — $600^\circ C$, а у флогопита выше ($1000^\circ C$ у янтарного и зеленого ковдорского флогопита). Химическая стойкость выше у мусковита. Так при длительном кипячении в серной кислоте мусковит теряет лишь 30% массы. Щелочи на слюды действуют слабо. Прочность на разрыв у мусковита 330—480 МПа и флогопита 220—380 МПа.

Дефекты кристаллов мусковита и флогопита — трещиноватость; пятнистость, связанная с наличием минеральных включений; зажимистость, связанная со сплетением слоев, затрудняющим расщепление по спайности; морщинистость и волнистость, обусловленные волнами поверхности; клиновидность кристаллов, вызванная постепенным утолщением кристаллов к одной из граней за счет расхождения отдельных слоев под небольшим углом и появлением между ними дополнительных слоев; ельчатость, выраженная в образовании волнистости и трещиноватости, направленной лучами под углом 60° от центра кристалла к середине граней; наличие газожидких (или, как говорят на производстве, газовоздушных) включений; ленточность, связанная с трещиноватостью, созданной одинаково ориентированными прямолинейными трещинами.

Мусковит и флогопит, добытые на руднике, площадь кристаллов которых не менее 4 см², составляют забойный сырец. Из них затем получают промышленный сырец. К нему относят кристаллы произвольного контура, с полезной площадью не менее 3 см². При этом под полезной понимают площадь кристаллов без проколов, трещин, посторонних минеральных включений и «пережатостей». Промышленный сырец в зависимости от площади кристаллов делится на размеры (в см²): I — 100; II — 50—100; III — 25—50; IV — 4—25. Кроме того, среди слюды размером 4—25 см² выделяют радиодетальную, обладающую повышенными качествами — без пятен, с ровной поверхностью пластины, без минеральных включений.

Кристаллы флогопита в основном подвергаются щипке; часть щипаной слюды получают и из кристаллов мусковита. Из щипаной слюды изготовляют клееные изделия, используемые в электрических машинах, различных приборах и аппаратах. Из кристаллов мусковита получают высококачественную колотую слюду, которая идет на изготовление радиодеталей, конденсаторов, электроизоляции различного назначения (гильотинная слюда). Мусковит очень высокой чистоты, представленный плоскими гладкими пластинами; используется он как телевизионная слюда. Большие листы мусковита применяются в электростатических «трубках памяти» в некоторых вычислительных машинах. Мусковит используется также в электронных лампах, схемах радарных установок, авиационных свечах зажигания, трансформаторах, фотоэлектронных умножителях и др. Из обрезной слюды (мусковит и флогопит) делают стержни для водомерных колонок, тепловые элементы, прокладки. Мелкая слюда, получаемая как отходы при разработке или при переработке продукции в фабричных условиях, называется скарпом. Скарп, как забойный, так и фабричный, используется наряду с мелкочешуйчатым мусковитом, добываемым из гранитов, метаморфических комплексов и грейзенов, в кровельной, резинотехнической и других отраслях промышленности. Молотая слюда широко применяется в качестве подсыпки, смазки, обмазки электродов, для изготовления красок. Из мелкой слюды получают так называемую «восстановленную» слюду, используемую в качестве изоляторов.

Вермикулит при нагревании способен интенсивно вспучиваться, при этом его объемная масса уменьшается и составляет от 400—500 до 50—100 кг/м³. Обожженный вермикулит характеризуется высокой огнеупорностью (температура плавления 1400 °С), высокими тепло- и звукоизоляционными свойствами. В связи с этим вермикулит используется для получения тепло- и звукоизоляционных изделий. Из него изготовляют плиты, трубы, скорлупы и другие строительные детали. В некоторых изделиях он используется совместно с асбестом и вяжущими материалами. Изделия, изготовленные из вермикулита, применяют для изоляции газовых турбин, мартеновских печей, вагонов, кабин самолетов, судов, в студиях звукозаписи. Из вермикулитовых асбобитумных плит изготавливают огнезащитные пояса холодильников. Обожженный вермикулит — наполнитель огнестойких легких штукатурок, заполнитель легких бетонов; ис-

пользуется он для тепло- и звукоизоляции в домах, изготовления стеновых панелей, полов, как наполнитель легковесного кирпича для строительства шахт. Сорбционные свойства позволяют использовать вспученный вермикулит для улавливания ядовитых газов и дыма, очистки промышленных вод, а химические свойства его (стойкость) — в качестве наполнителя кислотостойких композиций, резины, пластмасс. Измельченный обожженный вермикулит применяется при изготовлении золотистых красок, лаков, а обожженный — в гидропонике — беспочвенном выращивании овощей. Добавка его в почву улучшает ее аэрационные и другие свойства, улучшает структуру.

Мусковит в виде крупных кристаллов добывается в Индии, СССР, Норвегии, Франции, Бразилии, ЮАР, Аргентине, Гватемале, США, Португалии, Мексике, Танзании, Австралии и других странах. США — ведущая страна по добыче мелкочешуйчатого мусковита. Флогопит добывается в СССР, Канаде, Демократической Республике Мадагаскар, КНДР и др. Вермикулит добывают в США, ЮАР, СССР, Индии, КНР, Японии, Кении, Бразилии, Аргентине и других странах. В промышленно развитых капиталистических и в развивающихся странах ежегодно добывают примерно 11 тыс. т мусковита и флогопита и свыше 0,5 тыс. т вермикулита, в том числе в США свыше 0,3 тыс. т. Тонна листовой слюды в блоках стоит около 4000 долл., щипаной около 1000 долл., молотой от 44 до 220 долл.

Наряду с природной слюдой, в промышленности используют искусственную, в том числе фтор-флогопит.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений мусковита, флогопита и вермикулита выделяются следующие генетические типы: 1) магматический, 2) пегматитовый, 3) карбонатитовый, 4) скарновый, 5) выветривания, 6) метаморфогенный.

Магматический тип имеет второстепенное значение. Из некоторых гранитных массивов за рубежом добывают мелкочешуйчатый мусковит, извлекая попутно полевошпат и кварц.

Пегматитовый тип — единственный источник листового мусковита, а также основной источник мелкочешуйчатого мусковита. Форма рудных тел — штоки, линзы, жилы. Строение мусковитоносных пегматитов обычно отчетливо зональное, залегают они в основном среди гнейсов и амфиболитов. Попутно с мусковитом из пегматитов добывают полевые шпаты, жильный кварц, а иногда и ряд металлов — бериллий, уран и др.

Карбонатитовый тип — источник флогопита, а в зонах выветривания и вермикулита. Флогопит карбонатитовых массивов обычно железистый, нередко ему свойственны задиристость и курчавость. Однако на месторождениях отмечается высокая слюдонасыщенность; кристаллы слюды часто крупных размеров. Форма рудных тел — штоки, гнезда, сложные линзы. Наряду с флогопитом и вермикулитом на месторождениях добывают руды железа, апатита, циркония,

а также сами карбонатиты как источник углекислого кальция. Пример — Ковдорское и Гулинское месторождения в СССР.

К *скарновому типу* относятся месторождения флогопита. Они связаны с магнезиальными скарнами, развившимися на контакте гранитоидов с диопсидовыми кристаллическими сланцами, доломитами, кальцифирами. Флогопит здесь высокого и среднего качества. В некоторых случаях из руд можно попутно добывать апатит. Форма рудных тел — сложные линзы, жилы, пластообразные зоны, гнезда. Пример — месторождения в СССР (Алданские), а также Канады, Демократической Республики Мадагаскар.

К месторождениям *выветривания* относятся месторождения вермикулита. Вермикулитовые руды развиваются по эндогенным скоплениям флогопита и биотита в карбонатитовых комплексах (Ковдорское месторождение), среди амфиболитов и гнейсов (Потанинское месторождение), в гипербазитах (Ситарампур в Индии). Форма рудных тел — сложные линзы, жилеобразные залежи, гнезда.

К *метаморфогенному типу* относятся месторождения мелкочешуйчатого мусковита в гнездах, слюдяных и других кристаллических сланцах. При этом попутно возможно извлечение граната и кианита. Форма рудных тел — пласто- и линзообразная. Пример — Куйбышевское месторождение в Казахстане.

В незначительном количестве в США производится добыча мелкочешуйчатого мусковита из озерного ила и попутно при переработке огнеупорных глин.

Описание месторождений

Мамско-Чуйская мусковитоносная провинция расположена в Иркутской области и приурочена к Мамскому синклинию. Провинция вытянута в северо-восточном направлении. В ядре синклиния находятся кристаллические сланцы мамской и бодайбинской серий, а крылья слагаются гранито-гнейсами и мигматитами Чуйского и Верхне-Мамского массивов. Мамская серия относится к верхнему архею или к нижнему протерозою, она слагается гнейсами с прослоями кварцитов, кристаллических сланцев, конгломератов, мраморами, известково-силикатными породами. Бодайбинская серия относится или к верхнему протерозою или, по мнению некоторых геологов, синхронна мамской серии. Пегматитовые тела (рис. 96) особенно типичны для полосы нормальных симметричных антиклинальных складок, вытянутых вдоль оси синклиния. Тела пегматитов отличаются разнообразием: это межпластовые согласные тела, штоки, секущие жилы, трубообразные залежи, сетчатые инъекции, гигантомигматиты. К последним относят мощные залежи пегматитов, содержащих многочисленные пластообразные реликты вмещающих пород — кристаллических сланцев. Мощность пегматитовых жил 1—10 м и более. Промышленная мусковитоносность отмечается только в 5—10% пегматитовых жил. Она более характерна для жил смешанного плагиоклаз-микроклинового состава, чем для существенно микроклиновых и плагиоклазовых. Пегматиты обычно сложены квар-

цем, плагиоклазом, микроклином, мусковитом, биотитом, в меньшей мере альбитом; в небольшом количестве отмечаются апатит, турмалин, гранат, магнетит, дистен, графит, флюорит, сульфиды, хлорит, серицит. Кристаллы мусковита, представляющие промышленную ценность, связаны с зонами пегматитов пегматоидной и блоковой структур, с кварц-мусковитовой ассоциацией, возникающей при замещении полевых шпатов, а также образуются при замещении биотита. Диаметр кристаллов мусковита от долей сантиметра и первых сантиметров до 150 см. Форма их — пластинчатая, бочонкообразная,

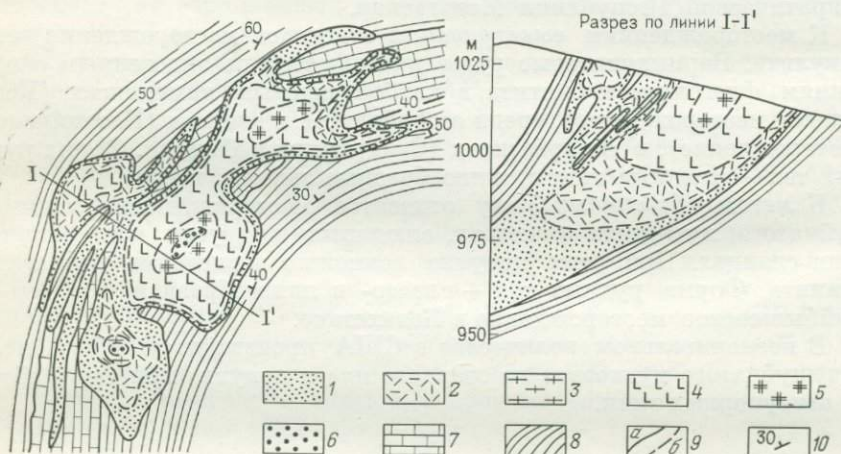


Рис. 96. Схема геологической карты пегматитовой жилы. По А. Г. Бушеву и О. В. Казадаевой:

1 — мелкозернистый гранитовидный пегматит; 2 — пегматит крупнозернистый; 3 — блоковый плагиоклаз; 4 — графический пегматит; 5 — блоковый микроклин; 6 — кварцевое ядро; 7 — известково-силикатные кристаллические породы (скарноиды); 8 — биотитовые гнейсы; 9 — контакты пегматитового тела (а), границы минеральных зон (б); 10 — элементы залегания метаморфических пород

неправильная. Месторождения провинции комплексные; промышленное значение наряду с мусковитом имеет и полевой шпат. Возможна попутная добыча жильного кварца из ядер пегматитовых тел.

Генезис месторождений спорный — некоторые исследователи считают, что пегматиты здесь метаморфогенного происхождения, некоторые рассматривают их как результат кристаллизации остаточного гранитного расплава. При этом сторонники метаморфогенного происхождения полагают, что одна часть пегматитов возникла из расплава, образовавшегося в процессе метаморфизма вмещающего субстрата, а другая часть — метасоматическим путем.

АСБЕСТ

Общие сведения

К асбестам относят минералы, способные легко расщепляться на тонкие прочные волокна, напоминающие хлопок или шерсть. Среди асбестов выделяют две главные группы: серпентин-асбестов и амфибол-асбестов.

Формула серпентин-асбеста следующая: $(Mg_1Fe)_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$. В качестве примесей в небольших количествах присутствуют Al_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO , MnO , CaO , CoO , щелочи. Серпентин-асбест относится по структуре к хризотилу, поэтому его обычно называют хризотил-асбестом. Он характеризуется определяемой под электронным микроскопом рулонной или трубчатой структурой, обуславливающей высокую прочность. По составу среди этого вида асбеста выделяют железистый и маложелезистый, а по прочности — асбест нормальной прочности, полумомкий и ломкий. В маложелезистом асбесте содержания Fe_2O_3 и FeO порознь обычно составляют менее 0,5%, в железистом содержание Fe_2O_3 1—4,5%, а FeO 0,3—1,9%. Волокно хризотил-асбеста нормальной прочности характеризуется механической прочностью на разрыв (в МПа) 2800—3600, полумомкого 1900—3000 и ломкого 1700—2200. Ломкий хризотил-асбест отличается повышенной сорбционной способностью. Прочность существенно понижается у деформированных волокон. Кроме ломкого асбеста невысокая прочность у выветрелого хризотил-асбеста, который называют асбестом пониженной прочности (в отличие от ломкого, понижение сопротивления на разрыв которого связано с процессами метаморфизма асбестизированных ультрамафитов — их карбонатизацией). Маложелезистый хризотил-асбест характеризуется повышенными диэлектрическими свойствами, а ломкий — высокой сорбцией. Для хризотил-асбеста характерна высокая огнестойкость: при температуре выше 400 °C начинает выделяться конституционная вода и только при 700—750 °C разрушается структура минерала. У хризотил-асбеста, как и амфиболового асбеста, высокая щелочестойкость, но он слабо сопротивляется воздействию кислот. После четырехчасового кипячения в HCl плотностью 1,19 г/см³ он растворяется на 50—57%.

Амфиболовые асбесты относятся к «асбестам вращения», так как у них кремнекислородные тетраэдры в цепочках повернуты по отношению друг к другу. Все амфиболовые асбесты относятся к кислотостойким.

Среди асбестов выделяют ромбические и моноклинные. К ромбическим относится антофиллит-асбест — $(Mg, Fe)[Si_8O_{22}](OH, F)_2$. В его составе содержится небольшое количество глинозема, незначительное хрома, никеля, марганца, щелочей. Асбест этот огнеупорен — не изменяется до температур 920—940 °C. Прядильные свойства антофиллит-асбеста хуже, чем у хризотил-асбеста. Сопротивление волокну на разрыв 1350—2600 МПа.

К моноклинным амфиболовым асбестам относятся щелочные асбесты. Для подгруппы щелочных асбестов характерна способность к высокой сорбции. К ней относятся следующие асбесты: крокидолит-асбест — $Na_2(Fe^{2+}Mg)_3Fe_3^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$, режикит (или магнезиоарфведсонит)-асбест — $Na_3(Mg_1Fe^{2+})_4Fe^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$, родусит-асбест — $Na_2(Mg, Fe^{2+})_3Al_2[Si_8O_{22}](OH, F)_2$, рихтерит-асбест — $Na_2Ca[Mg, Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al]_5[Si_8O_{22}](OH, F)_2$. Первый из них нередко называют синим асбестом, благодаря его преимущественно серо-синей окраске. Режикит- и родусит-асбест называют голубым асбестом. Окраска их в большинстве случаев голубовато-серая. Рих-

терит-асбест голубовато-серого, серовато-синего и белого цвета. Наиболее длинные волокна из щелочных асбестов могут образовывать крокидолит- и режикит-асбесты. У них же наиболее прочное волокно, выдерживающее сопротивление на разрыв 3300—3400 МПа (у роду-сит-асбеста 1700 МПа).

К щелочноземельной подгруппе принадлежат актинолит-, тремолит- и амозит-асбесты. Актинолит-асбест наименее стоек из данных асбестов к кислотам. Растворимость его в HCl плотностью 1,19 г/см³ после четырехчасового кипячения 20,3%, а у тремолит- и амозит-асбестов соответственно 4,8 и 12,8%. Амозит-асбест отличается повышенной в этой подгруппе прочностью — сопротивление на разрыв 3000 МПа, а у тремолит- и актинолит-асбестов прочность значительно ниже: их волокна обычно без особого труда разрывают руками.

Для асбестовой продукции выделяют много различных сортов и марок. ГОСТ предусматривает хризотил-асбест «кусковой» — агрегаты асбеста с недеформированными волокнами, диаметр которых не менее 2 мм, и хризотил-асбест «иголка» с агрегатами асбеста, волокна которых в диаметре менее 2 мм. К распущенному асбесту относят асбест с перепутанными и деформированными волокнами. Получают такой асбест обычно в результате механического обогащения. По текстурам выделяют асбест жесткой группы, промежуточной, полужесткой и мягкой. Жесткая группа вырабатывается из отборной руды ручной сортировки; полужесткая и мягкая — продукт механизированной добычи руды; промежуточная получается из руд селективной выемки, предварительно обогащенных в цехах дробильно-сортировочного комплекса. Среди руд различных групп выделяются сорта, а в последних — марки в зависимости от количества остатков асбеста на различных ситах контрольного аппарата (размеры ячеек в свету 12,7; 4,8 и 1,35 мм); длины волокна; процента пыли и более крупных частиц пустой породы, называемых галей (граница пыли и гали 0,25 мм); содержания фракций — 0,0071 и — 5 мм; объемной массы; степени распушки волокна. У наиболее высоких сортов длина волокна наибольшая. Например, сорта 0 марки ДВ—0-80 средняя длина волокна не менее 13,7 мм, а сорта 0 марки ДВ—0-55 13 мм, 1-го сорта марки ПРЖ—1-75 12,5 мм, марки ПРЖ—1-50 10,5 мм, у 2-го сорта марки П—2-30 8 мм, а марки П—2-15 7,5 мм. У более низких сортов длина волокна не входит в показатели ГОСТа. Всего выделяют восемь сортов (с 0 по 7). Наиболее длиноволокнистый асбест повышенного качества относят к текстильному, несколько короче волокно у шиферного асбеста, еще короче у картонно-бумажного и самое короткое у цементно-строительного. Ориентировочная средняя длина волокна у асбеста 7-го сорта 0,7 мм. Антофиллит-асбест выпускается двух сортов АП—1-42 и АП—2-12. Для первого из них остаток на сите 1,35 мм составляет более 42%, для второго — более 12%. При подсчете запасов антофиллит-асбестовых руд в СССР большое внимание уделялось содержанию волокна в классах +0,5 и +1,6 мм. Содержание промышленного волокна в асбестовых рудах от 1—2 до 15—20% и более.

Текстильные сорта асбеста используются для получения асбопряди и ткани. Обычно при этом в асбестовые волокна добавляют 20—25% хлопка, а иногда (например, для тормозных лент) с асбестовыми нитями скручивают тонкую бронзовую проволоку. Асбестовая пряжа идет для изготовления уплотняющих прокладок, плетеных и тканевых набивок (асбестовых жгутов, шнуров, плетенки), дисков сцепления, электроизоляционных лент, тканей для турбогенераторов, асбестовых матрацев как теплоизоляционного материала, для паровых котлов, труб, холодильников и др., приводных ремней, спецодежды для пожарных команд и металлургов, асбофильтров и др.

Шиферные и картонно-бумажные сорта асбеста (длина волокна преимущественно 2—8 мм) идут на изготовление кровельного материала — шифера (15% асбеста и 85% цемента), асбоцементных труб (для канализации и водопроводов и других целей), асбестовых бумаг и картона (тепловая изоляция и др.), специальных пластмасс (например, из асбеста и бакелита) и т. д.

Асбесты цементно-строительной группы используются для получения асбоцементных изделий, асбошпал, асбестовой штукатурки, огнестойких красок, различных теплоизоляционных изделий, например в смеси с диатомитом, трепелом (вулканит и др.), добавок в асфальт и т. д.

Кислотостойкие асбесты наряду с обычным использованием применяют для получения кислотостойких пластмасс (например, феолита).

Асбесты с повышенной сорбцией (например, крокидолит-асбест) частично используются в картонах-фильтрах, сорбирующих радиоактивную пыль и газы [Sinclair W. E., 1950 г.]. Маложелезистые асбесты применяются в электропромышленности для изоляционных изделий.

Различные типы асбестовых руд выделяются по текстурным и структурным данным. Например, среди руд хризотил-асбеста различают поперечно-, косо- и продольноволокнистые, а также руды без явно видимого асбеста (асбестмассы). Для ряда месторождений среди поперечноволокнистых руд можно выделить простые и сложные отороченные жилы, руды крупной и мелкой сеток, мелкопрожил, сложные жилы, руды в виде сетки серий из мелких жил и т. д. Простые отороченные жилы (рис. 97, а) представлены прожилками асбеста, развитыми в ультрамафитах, причем от вмещающих пород прожилки отделены зоной серпентинизации (оторочкой). Нередко жила хризотил-асбеста разбивается на части просечкой — зонкой, состоящей из магнетита, серпентина и других минералов. Сложные отороченные жилы (рис. 97, б) представляют собой серию субпараллельных жил, обычно с более мощными жилами по периферии, также отделенными от вмещающих ультрамафитов зоной серпентинитов. Руды типа крупной сетки формируют сеть отороченных жил разной ориентировки в ультрамафитах, а мелкой сетки — в серпентинитах (рис. 97, в). Мелкопрожилком называют систему маломощных субпараллельных прожилков асбеста в серпентинитах (рис. 97, г). Мощность отдельных жилок 0,5—2—3 мм, реже до 5—6 мм.

Сложные жилы — серии (из нескольких жил) субпараллельных более мощных жил в серпентинитах и серпентинитах с отдельными ядрами ультрамафитов. В сериях сложных жил нередко центральные жилы мощнее периферийных.

Очень тонкие («волосьяные») прожилки хризотил-асбеста в серпентинитах называют просечкой (так же, как и зонки магнетита и других минералов, разделяющие мощные жилы асбеста).

Руды антофиллит-асбеста по текстурным признакам делятся на массивные и жильные (продольно-, поперечно- и косоволокнистые),

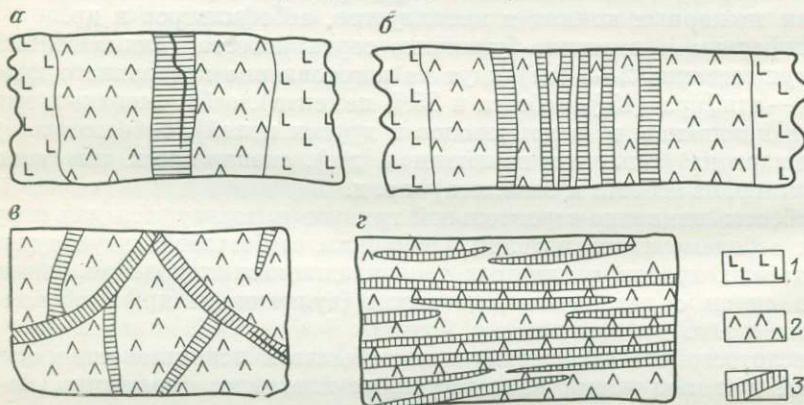


Рис. 97. Некоторые типы хризотил-асбеста:

a — простая отороченная жила, в центре жилы видна просечка; *б* — сложная отороченная жила; *в* — руда типа мелкой сетки; *г* — руда мелкопрожилчатая.
1 — гарцбургит, 2 — серпентинит, 3 — хризотил-асбестовые жилки

а массивные разделяются по структурным особенностям на столбчатые, звездчатые, пучковатые.

Среди месторождений асбеста ведущее место принадлежит хризотил-асбестовым. Месторождения асбеста распределены на земном шаре неравномерно. Большими запасами асбеста располагает Канада. Асбестовые месторождения имеются в СССР, ЮАР, КНР, США, Греции, Италии, Югославии, Зимбабве, Бразилии, Австралии, на Кипре, в Индии, Колумбии, Свазиленде, Финляндии, Мексике, Мозамбике, ЧССР, НРБ и некоторых других странах. Мировая добыча асбестового волокна составляет примерно 5 млн. т. Цена хризотил-асбеста колеблется от 180 до 3130 долл. за 1 кг.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения асбеста возникают в основном в условиях регионального или контактового метаморфизма, причем относительная роль каждого из видов метаморфизма не всегда ясна и поэтому дискуссионна. Для месторождений асбеста большое значение в определении промышленной значимости в настоящее время имеет их формационная группировка. Выделяются следующие формации ме-

сторождений асбеста: 1) хризотил-асбестовая в ультрамафитах; 2) хризотил-асбестовая в магнезиальных карбонатных породах; 3) антофиллит-асбестовая в метаморфизованных ультрамафитах; 4) режикит-асбестовая в ультрамафитах; 5) тремолит- и актинолит-асбестовая в зонах контакта тел ультрамафитов; 6) актинолит-асбестовая среди мафитов интрузивных и эффузивных и пирокластах последних; 7) крокидолит- и амозит-асбестовая в доломитсодержащих железистых кварцитах; 8) тремолит-асбестовая в доломитах; 9) родусит-асбестовая в засоленных пестроцветных отложениях; 10) рихтерит-асбестовая в зонах контакта щелочных пород и доломитов.

Хризотил-асбестовая формация в ультрамафитах играет ведущую роль в добыче и запасах асбестовых руд. В этой формации выделяют ряд типов асбестовых месторождений. К баженовскому типу относят месторождения с резко преобладающим поперечноволоконистым жилкованием асбеста, с проявляющейся зональностью в распределении типов руд. Например, на ставшем классическим Баженовском месторождении от слабо измененных перидотитов, формирующих остаточные «ядра», в сторону серпентинитов установлены следующие зоны: 1) безрудных перидотитов на периферии ядер, 2) простых и сложных отороченных жил, 3) крупной сетки в окружающих ядра серпентинитах, 4) мелкой сетки, 5) мелкопрожила, 6) серпентинитов и серпентинитов с тончайшими прожилками асбеста («просечкой»). Генезис асбеста одни геологи связывают с воздействием на ультрамафиты гидротерм гранитоидов (П. М. Татаринов, Б. Я. Меренков и др.), другие — с воздействием растворов неясного генезиса, т. е. относят к телетермальным (Н. Н. Ведерников и др.), третьи относят к автотермобатическим образованиям, т. е. асбестообразующие растворы считают производными самой ультрамафитовой магмы. По-видимому, более приемлемы две первые точки зрения, которые следует не противопоставлять, а рассматривать как дополняющие друг друга: в одних случаях сыграли роль гранитоидные интрузии, хотя бы в простом подогреве вод, вызывающих асбестизацию, в других решающая роль принадлежала метаморфогенным водам, нагретым благодаря циркуляции в глубинных зонах земной коры. Ко второму типу относят лабинский. Он представлен месторождениями, на которых наблюдаются одиночные поперечноволоконистые жилы или несколько вытянутых жил хризотил-асбеста, расположенные вдоль зон разлома или вблизи контакта с жилами гранитоидов в ультрамафитах. Для СССР в настоящее время этот тип не имеет промышленного значения. Третий тип ешкеульмесский (или карачаевский). Для него характерны продольноволокнистые жилы, типичные для Ешкеульмесского месторождения Казахстана. Волокно этого месторождения пригодно для использования в промышленности, но освоение месторождения задерживается из-за большого количества волокнистого немалита, загрязняющего при обогащении асбестовую фракцию. К четвертому типу следует относить вожминский, характерный для Вожминского массива Карелии. Асбестизация этого типа представлена преимущественно волокном массы. Содержание волокна высо-

кое, но почти нет волокна выше 4-го сорта, при резком преобладании 6-го и 7-го сортов. В СССР этот тип пока находится в стадии изучения, но в США имеются эксплуатированные месторождения, на которых асбестизация представлена лишь волокном массы. Форма рудных тел для эшкелумесского и вожминского типов — штоки, линзы. Генезис в основном близок к баженовскому типу.

Хризотил-асбестовые месторождения в магнезиальных карбонатных породах — магнезитах и доломитах — имеют относительно небольшие запасы волокна. Волокно поперечноволокнутое, маложелезистое. Формы залежей в основном линзо- и жиллообразные. Залежи преимущественно располагаются вблизи контактов с интрузивными породами — от кислых до основных, но иногда и на значительном удалении от выходов интрузивов на поверхность. Месторождения этой формации эксплуатируются в США, КНР и спорадически в СССР. Примером месторождения, связанного с доломитами, служит Аспагашское в Сибири, а асбестовая минерализация в магнезитах известна на Онотском тальковом руднике.

Месторождения антофиллит-асбеста связаны с интенсивно метаморфизованными ультрамафитами (в амфиболитовой стадии), расположенными среди гнейсов и амфиболитов. Асбестовые руды состоят из «жесткого» (неасбестированного) антофиллита, ромбических пироксенов, талька, брейнерита и асбестового волокна. Форма рудных тел — штоки и линзы, реже встречаются жилы. Генезис месторождений одни исследователи (И. Ф. Романович, Т. А. Смирнова и др.) связывают с региональным метаморфизмом, другие (П. М. Татаринев, В. П. Петров и др.) — с контактовым метаморфизмом, обусловленным внедрением даек гранитоидов.

Месторождения режикит-асбеста связаны с зонами разломов в ультрамафитах. Оруденелыми являются тальк-карбонатные, хлорит-тальковые и другие апоультрамафитовые породы. Обычно оруденение связано с близлежащими дайками средних и кислых пород, которые рассматриваются (Ю. К. Андреев и др.) как источник щелочей для асбеста. Генезис месторождений — гидротермальный. Форма рудных тел — линзы, штоки.

Месторождения тремолит- и актинолит-асбеста иногда представлены залежами, приуроченными к зонам контактов ультрамафитов с вмещающими породами. Пржилки асбеста продольно- и косо-волокнустые, а также типа волокна массы локализуются в актинолитовых апоультрамафитовых породах. Залежи — линзовидные, мелкие. Промышленного значения этот тип в СССР не имеет.

Месторождения актинолит-асбеста иногда связаны с основными породами и их пирокластами. Залежи в магматических и эффузивных основных породах в СССР не имеют промышленного значения из-за малых параметров и трудностей при извлечении волокна. Однако в пирокластических породах (лаваагломератовой толще) известны залежи (Ялтинское месторождение в Казахстане), которые детально разведывались. Форма тел — линзо- и пластообразная. Жилки асбеста поперечноволокнустые. Генезис месторождения — регионально-метаморфический (О. Б. Бейсеев).

Крокидолит- и амозит-асбестовые месторождения в толщах доломитосодержащих железистых кварцитов представлены линзо- и пластообразными телами и содержат волокно в основном поперечно-локнистое, реже продольноволокнистое. Прожилки располагаются в основном субпараллельно. Мощность зон со сближенными прожилками 1—4 м. Генезис метаморфогенный. Пример — месторождения Капской провинции в ЮАР.

Тремолит-асбестовые месторождения в доломитах связаны обычно с контактовым метаморфизмом, обусловленным внедрением интрузий. Нередко тремолит-асбест сопровождается маложелезистым хризотил-асбестом. Пример — Вангырское месторождение в Коми АССР.

Родусит-асбестовые месторождения в пестроцветных засоленных толщах представлены линзо- и пластообразными залежами. Асбест поперечно-, косо- и продольноволокнистый, а также в виде «вкрапленников». Последние представляют собой агрегаты диаметром 0,1—5 см, состоящие из неволокнистого и волокнистого родусита и ряда вторичных минералов, включая карбонаты и альбит. Генезис месторождений одни геологи (Ю. К. Андреев) относят к телетермальным, другие (П. П. Писковский) — к метаморфогенным.

Месторождения рихтерит-асбеста связаны с контактами доломитов и щелочных интрузивных пород. Волокно локализовано в вытянутых зонах, при этом содержание волокна низкое, длина волокон — короткая (измеряется первыми миллиметрами). Генезис, вероятно, контактово-метаморфический. Рихтерит-асбест известен и в самих щелочных породах, но там он представлен в основном ломкой разностью и промышленного значения пока не имеет.

Описание месторождений

Баженовское месторождение хризотил-асбеста расположено на Урале в Свердловской обл. Оно приурочено к Баженовскому массиву ультрамафитов, протягивающемуся на 30 км в субмеридиональном направлении при ширине 1,4—3,5 км и падении на запад под углами от 40 до 90°. С всячего бока к ультрамафитам примыкает массив мафитов, с лежащего — гранитоидов. На контакте с последним ультрамафиты преобразованы в тальк-карбонатные породы. Интрузивные образования вмещают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы среднего девона: диабазовые, пироксеновые и роговообманковые порфиры, их туфы, кварцевые альбитофиры, кварц-серицитовые и кремнистые сланцы, сланцеватые кварциты, известняки. Ультрамафитовый массив относят к верхнему карбону. Массив слагается перидотитами (преимущественно гарцбургитами) и возникшими за счет замещения ультрамафитов серпентинитами, тальк-карбонатными породами, в меньшей мере развиты пироксены и дуниты. Ультрамафиты и мафиты (габброиды) пересекаются дайками габбро, порфиритов, диабазов, аплитов, диорит-аплитов, диоритов, кварцевых порфиров, гранодиоритов. Массив разбит на ряд блоков тремя системами разломов: 1) меридиональных крутопадающих, 2) крутопадающих широтных и диагональных и 3) пологопадающих.

дающих и субгоризонтальных меридиональных. Ультрамафиты серпентинизированы неравномерно — наиболее интенсивно у разломов, а в удаленных от последних зонах сохранились менее серпентинизированные ультрамафиты, слагающие так называемые «ядра».

Форма промышленных залежей эллипсоидальная, штоко- и линзообразная; простирание — субмеридиональное, падение от 30 до 80°.

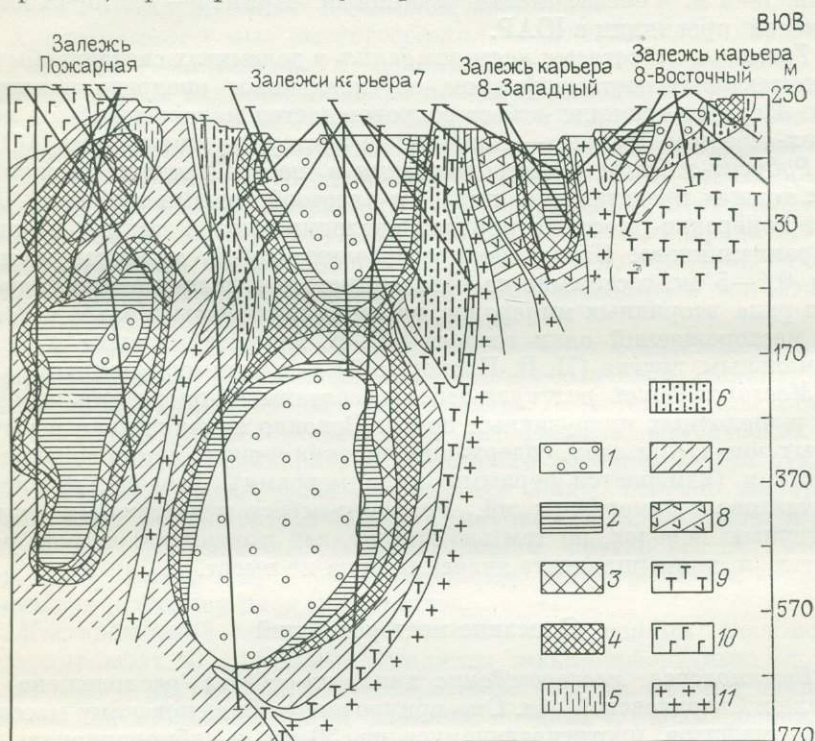


Рис. 98. Разрез Центрального участка Баженовского месторождения:

1 — перидотиты; 2 — перидотиты с отороченными жилами асбеста; 3 — перидотиты и серпентиниты с крупной сеткой жил асбеста; 4 — серпентиниты с мелкой сеткой жил асбеста; 5 — серпентиниты с мелкопрожилом; 6 — серпентиниты с просечками асбеста и единичными жилами; 7 — серпентиниты, рассланцованные с асбестом; 8 — серпентиниты рассланцованные; 9 — оталькованные серпентиниты, тальковые, тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые породы; 10 — габбро; 11 — дайки диоритов, диорит-аплитов, кварцевых порфиров, гранодиоритов

Мощность залежей 20—200 м, длина по простиранию 220—1100 м. Для залежей характерно зональное строение, впервые детально изученное П. М. Татариновым.

В центральной части перидотитовых ядер, как правило, промышленная асбестизация не устанавливается. В периферии ядер вначале появляется зона простых и сложных отороченных жил, а затем зона крупной сетки (рис. 98). Далее среди серпентинитов, окружающих ядра, наблюдается сперва зона мелкой сетки и, наконец, зона мелкопрожила. Еще далее расположены серпентиниты без промышленной асбестизации.

Руды месторождения в основном поперечноволокнистые, но имеются в подчиненном количестве и продольноволокнистые, а также асбестомассы. Наибольшая длина волокна в зонах простых и сложных отороченных жил достигает 50—60 мм и, как редкое исключение, до 150 мм. В этих зонах содержание волокна 0,5—4%, реже до 12%. В зоне крупной сетки длина волокна от первых миллиметров до 20 мм, содержание 3—10%; в зоне мелкой сетки длина волокна от первых миллиметров до 10 мм, содержание 8—10%, реже до 20%; в зоне мелкопрожила длина волокна 0,5—3 мм, содержание 2—30%.

Образование прожилков хризотил-асбеста связывают с воздействием на ультрамафиты гранитоидной интрузии или относят их к телетермальным.

ТАЛЬК

Общие сведения

Тальк — $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ используется благодаря наличию ряда его свойств, а также особенностям химического состава. Близок ему по свойствам пирофиллит — $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$, учет добычи которого в мировой практике ведется совместно с тальком. Часть магния в тальке может замещаться железом, при этом маложелезистые тальковые руды содержат обычно меньше 1,5% оксидов железа в пересчете на Fe_2O_3 , а граница железистых и маложелезистых руд проводится по содержанию Fe_2O_3 2,75%. В небольшом количестве (обычно не более 2%) в тальке может присутствовать Al_2O_3 , хотя при больших давлениях содержание его в тальке может достигать 5% и более. В качестве примесей отмечают в составе талька несущественные количества MnO , Cr_2O_3 , NiO , CoO и других компонентов. Важнейшие промышленные свойства талька — высокая белизна в порошке, химическая стойкость, жирность и скользкость, мягкость, обуславливающие легкую размалываемость, огнеупорность, диэлектрические свойства, гидрофобность, сорбционную способность. При нагревании до 850—900°C тальк теряет около 50% воды, а оставшаяся удаляется при температурах 875—1000°C. При температурах около 1250°C тальк переходит в клиноэнтайт и кристобалит.

Тальк и пирофиллит применяются преимущественно в молотом виде. Высокая белизна талькового порошка обуславливает его использование как наполнителя в бумажной и лакокрасочной отраслях промышленности. Для лакокрасочной промышленности имеет значение и высокая химическая стойкость этого минерала. Инертность талька и высокие диэлектрические свойства ценятся при применении талька в кабельной и резиновой отраслях промышленности. Тальк используется при изготовлении резины, как наполнитель и для придания готовых изделий для предохранения их от слияния. Порошок талька применяется при изготовлении пудры, губной помады, в кондитерской промышленности, для полировки риса, при изготовлении цветных карандашей. Большое количество талька потребляют химическая промышленность для изготовления ядохимикатов, кровельная промышленность для получения мягкой кровли,

а также керамическая. Тальк используется в так называемой «грубой керамике», т. е. отрасли, изготавливающей санитарную керамику, облицовочные плитки и др., в «тонкой керамике», т. е. отрасли, производящей керамические электроизоляционные изделия, включая авто- и авиасвечи и другие изделия, обладающие высокими диэлектрическими показателями. Из кускового талька и пиррофиллита в небольшом объеме вытачивают некоторые детали (например, из пиррофиллита изготавливают детали для газовых горелок). Из талькосо-держащих пород, которые можно распилить (талькового камня), изготавливают кирпичи для цементной промышленности, строительные детали и некоторые другие виды продукции.

Требования отраслей промышленности к тальковому сырью сильно зависят от его использования. Например, пищевая, парфюмерная и фармацевтическая отрасли промышленности ограничивают содержание мышьяка до 0,0014%. Тальк, используемый в кабельной промышленности, должен содержать меди не более 0,005%, марганца до 0,012%. Для ряда отраслей промышленности, в том числе керамической, ограничивают содержание железа, потерь при прокаливании, оксида кальция и т. д.

Среди тальковых руд выделяются сорта с наиболее высоким содержанием талька — талькиты (свыше 75% талька). Талькиты делятся на стеатиты — массивные руды, тальковые сланцы (руды сланцеватой текстуры) и порошковатые талькиты. Талькит, содержащий до 25% волокон тремолита или актинолита, называют асбестинном. Этот тип талькитов наиболее желателен для лакокрасочной промышленности. Тальковые руды, содержащие менее 75% талька и пригодные к распиливанию, называют тальковыми камнями. Среди них выделяют тальк-брейнеритовые (тальк-магнезитовые) камни и тальк-хлоритовые. Остальные тальковые руды, содержащие менее 75% талька, называют по минеральному составу, например кварц-тальковые, доломит-тальковые, тальк-хлоритовые, хлорит-тальковые, тремолит-тальковые, серпентин-брейнерит-тальковые и т. д. В нашей промышленности потребляются талькиты или брейнерит-тальковые руды, которые содержат до 50—60% талька. Они распиливаются для получения огнеупорного кирпича или подлежат помолу и в последующем или флотированы с выделением талькового концентрата, или потребляются непосредственно под названием «молотый тальк-магнезит» в кровельной промышленности и производстве ядохимикатов.

В мире добывается примерно 6 млн. т талька ежегодно. Первое место по добыче талька и пиррофиллита принадлежит Японии (около 2 млн. т, причем в добыче резко преобладает пиррофиллит). Большое количество этого сырья добывается в США (около 1 млн. т), в СССР, Франции, КНР, Италии, Испании, Индии, Финляндии, Австрии, Норвегии, Южной Кореи, Канаде, Бразилии, КНДР. Цена на тальк от 3 до 110 долл. за 1 т. Наиболее дорогой — маложелезистый тонкоизмельченный тальк (микротальк), используемый в первую очередь в кабельной и лакокрасочной отраслях промышленности.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений талька выделяются следующие типы: 1) гидротермальный, 2) выветривания, 3) метаморфогенный.

Месторождения гидротермальные и метаморфогенные нередко трудно отличить друг от друга, так как для формирования тальковых залежей важнейшим фактором является состав исходных подвергшихся оталькованию пород, а не тип растворов, с помощью которых осуществляется оталькование. По составу этих пород выделяют апомагнезитовые, аподоломитовые, апоультрамафитовые месторождения, а также месторождения, возникшие за счет других осадочных и эффузивно-осадочных пород, обогащенных магнием. За счет мало-железистых пород — магнезитов и доломитов — образуются наиболее высококачественные маложелезистые тальковые руды. Процесс этот отчетливо гидротермального характера и связан с постмагматическими растворами или с подогретыми магматическим процессом подземными водами, которые приобрели свойства гидротермальных растворов, или протекает как регионально-метаморфический. Аналогично и гидротермальным, и метаморфогенным путем осуществляется замещение ультрамафитов тальковыми рудами. При этом образуются железистые тальковые руды. Месторождения выветривания возникают при выносе из тальк-карбонатных или карбонат-тальковых пород карбонатов, в результате чего формируются почти мономинеральные остаточные скопления талька.

Для промышленной оценки месторождений большую роль, чем генетическая, играет формационная классификация месторождений. В эндогенной серии выделяются следующие формации: 1) апомагнезитовых тальцитов и оталькованных магнезитов; 2) аподоломитовых тальцитов, тремолититов и тальк-карбонатных руд; 3) апоультрамафитовых тальцитов и брейнерит-тальковых руд, включая тальковый камень как массивную разность этих руд; 4) апогипербазитовых тальк-хлоритовых руд, включая тальковый камень как массивную разность этих руд; 5) тальк-хлоритовых сланцев, возникших за счет магнезиальных мергелей, песчаников с цементом, представленным магнезиальными карбонатами и другими, магни-алюминистыми осадочными и эффузивно-осадочными породами. Апомагнезитовые талькиты слагают жилло- и линзовидные залежи. Как правило, руды массивной текстуры (Онотское месторождение), но бывают и сланцеватой (Мульводжское месторождение). Наряду с талькитами промышленное значение на месторождениях этой формации могут иметь оталькованные магнезиты, из которых можно получать тальковый концентрат. Месторождения этой формации имеют гидротермально-метасоматическое происхождение. Аподоломитовые талькиты слагают линзо- и жиллообразные залежи, иногда пластообразные. Наряду с талькитами и карбонатно-тальковыми рудами промышленное значение здесь нередко имеют и породы, почти полностью сложенные маложелезистым тремолитом. Они применяются в керамике. Ряд месторождений аподоломитовых тальковых руд гидротермально-метасоматического происхождения (Светлоключское), иног-

да регионально-метаморфического (месторождения Предбайкаля).

Апоультрамафитовые талькиты возникают в основном гидротермально-метасоматическим путем. Месторождения этих руд известны на Урале в Миасской тальковой провинции (Пугачевское, Куйгустинское и др.). Форма рудных тел — жило-, штоко- и линзообразные залежи. Брейнерит-тальковые руды или сопровождают талькиты (Медведевское и др.) и генетически с ними тесно связаны, или формируют отдельные месторождения, возникающие в условиях регионального или контактового метаморфизма. Форма рудных тел — линзо- и пластообразные залежи, а также жилообразные. Пример — Шабровское месторождение на Урале. Тальк-хлоритовые апогипербазитовые руды возникают в основном в условиях регионального метаморфизма. Форма рудных тел в основном линзо- и пластообразные залежи, иногда жилообразные. Пример — месторождения Сегозерской группы в Карелии. Тальк-хлоритовые руды, образованные за счет осадочных и эффузивно-осадочных магний-алюминистых пород, возникли преимущественно при региональном метаморфизме. Форма рудных тел аналогична таковым в предыдущей формации. Пример — Урал-Дачское месторождение на Урале.

Месторождения, связанные с выветриванием, объединены в две формации: маложелезистых порошковатых талькитов и железистых порошковатых талькитов. Первая связана с выветриванием оталькованных при эндогенных процессах доломитов, руды второй формируются при выветривании брейнерит-тальковых эндогенных руд. Первая имеет большое промышленное значение; при этом руды иногда комплексные и наряду с тальком содержат тонкодисперсный кварц — маршаллит. Пример — Алгуйское и Киргитейское месторождения Сибири. Вторая формация имеет слишком небольшое значение. Руды этого типа известны на Запываловском месторождении Урала. Формы рудных тел на месторождениях выветривания — штоко-, линзо- и пластообразные.

Месторождения пиррофиллита следует разделить на гидротермальные и метаморфогенные. Гидротермальные месторождения возникают метасоматическим путем при замещении магматических, преимущественно вулканогенных пород (ортопиррофиллитовые руды). Они часто связаны со вторичными кварцитами. *Метаморфогенные месторождения* формируются преимущественно при региональном метаморфизме осадочных пород, содержащих повышенное количество глинозема (парапиррофиллитовые сланцы). Пример — эксплуатируемые в СССР месторождения Житомирской обл.

Описание месторождений

Онотское месторождение находится в Иркутской обл. и приурочено к северной части западного крыла Онотского прогиба. Развитые здесь нижнепротерозойские отложения представлены тремя свитами. Нижняя свита сложена биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами. Продуктивная средняя свита — камчадалская

представлена амфиболитами и карбонатными породами. Мощность ее 2300—2650 м. Верхняя свита сложена амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами, амфиболитами, железистыми кварцитами и биотитовыми гнейсами. Породы северо-восточного моноклинального залегания осложнены флексурами и изоклинальной складчатостью. Из интрузивных пород в районе месторождения развиты нижнепротерозойские ортоамфиболиты и граниты, среднепротерозойские габбро-диабазы и граниты, а также верхнепротерозойские долериты и ультрамафиты.

Основная масса тальковых залежей расположена в карбонатных породах низов камчадальской свиты. Выделяют два продуктивных горизонта. Нижний (мощность 100—150 м) представлен доломитами и магнезитами, линзами известняков и различных метаморфических пород. Верхний (мощность 20 м) сложен магнезитами. На месторождении имеется ряд участков, в основном связанных с нижним горизонтом. Форма тальковых залежей жило- и пластообразная, гнездовая. Мощность залежей — от первых метров до 80 м (в раздувах), длина — от первых десятков метров до 300 м. Падение залежей преимущественно северо-восточное под углом 50—70°. Белизна талька колеблется от 65 до 90%, химический состав высококачественных руд следующий (в %): SiO_2 59,77, Al_2O_3 1,85, Fe_2O_3 0,28, FeO 1,43, TiO_2 0,2, MnO 0,05, Cr_2O_3 0,009, NiO — следы, MgO 33,92, CaO 0,43, п. п. п. 7,15. Текстура тальцитов массивная, т. е. они являются стеатитами. Структура руд лепидобластическая. Кроме талька в составе руд в качестве примесей присутствуют карбонаты (магнезит, доломит, кальцит), хлорит, серпентин, иногда кварц; единичны выделения сульфидов, магнетита. Основная масса тальцитов возникла за счет магнезитов, но имеются также руды, образовавшиеся за счет силикатных пород — гранитов, амфиболитов, а также аподоломитовые.

На месторождении широко развиты оталькованные магнезиты, которые рассматриваются как потенциальные руды.

Генезис месторождения гидротермально-метасоматический. Оталькование связывают с воздействием гранитоидов среднепротерозойского возраста.

ФЛЮОРИТ

Общие сведения

Флюорит, или плавиковый шпат, используется как источник соединений фтора, так и непосредственно благодаря своим особым свойствам. Наряду с флюоритом — CaF_2 источником фтора являются фторапатит и криолит — $\text{Na}_3[\text{AlF}_6]$, а также в дальнейшем виллимит — NaF . Фтор сравнительно широко распространен в земной коре. Кларк фтора $6,6 \cdot 10^{-2}$; в ультрамафитах его содержится $1 \cdot 10^{-2}$, в мафитах $3,7 \cdot 10^{-2}$, в средних породах $5 \cdot 10^{-2}$, кислых $8 \cdot 10^{-2}$, осадочных $5 \cdot 10^{-2}$. Содержание фтора повышено в щелочных породах (0,153%). Фтор относят к летучим компонентам магматогенных процессов, он, в частности, рассматривается как один из «перенос-

чиков» ряда металлов, в том числе бериллия, олова, урана и др. Во флюорите могут содержаться различные элементы-примеси, в том числе стронций, уран, торий, бериллий, барий, марганец, хром, иттрий, церий, неодим, европий, диспрозий, кадмий, тербий, иттербий, алюминий, марганец, теллур, титан, медь, свинец, натрий, калий, германий, серебро и др. Концентрация урана обычно выше в темно-фиолетовых и фиолетовых флюоритах, чем в бесцветных, светло-фиолетовых, светло-зеленых. Для некоторых флюоритов характерна термолюминесценция (свечение при нагревании) и фосфоресценция после облучения солнечным светом. Флюорит хорошо пропускает инфракрасные и ультрафиолетовые лучи. Показатель преломления флюорита для разных волн легко меняется, он составляет 1,434. Флюорит, встречающийся в виде землистых масс, называется ратовкином.

Выделяют кислотный (химический), металлургический (флюсовый) и керамический сорта флюорита. Кроме того, имеется оптический флюорит. Имеется значительное число марок флюорита. Буквы в марках обозначают состояние концентрата флюорита или метод его получения: ФР — рядовой, ФК — кусковой, ФГ — гравитационного обогащения, ФФ — флотационного обогащения, ФО — окатыши обожженные. Иногда после двух букв стоит третья — М, она означает, что концентрат «мелкий продукт». Цифры, стоящие после буквы, показывают содержание флюорита, а буквы после цифр — А или Б — отвечают соответственно пониженному и повышенному содержанию кремнезема в концентрате. Например, для марки ФФ-97А содержание SiO_2 допустимо до 1%, для ФФ-97Б до 1,5%, для ФК-95А до 1,5%. Таким образом, марка ФФ-97Б представляет собой флюоритовый концентрат флотационного обогащения с 97%-ным содержанием флюорита с повышенным содержанием кремнезема, ФГМ-75 — флюоритовый концентрат гравитационного обогащения, мелкий, с 75%-ным содержанием флюорита; ФР-20 — флюорит рядовой, руда с 20%-ным содержанием флюорита. Содержание флюорита для различных марок колеблется от 20 до 97%. Но в оптическом флюорите 100% флюорита. Каждая марка имеет определенные области применения, однако марки ФР-30 и ФР-20 и в основном марка ФР-40 предназначены для обогащения.

В качестве вредных примесей в различных марках флюорита рассматриваются SiO_2 , углекислый кальций, сера и фосфор. В большинстве марок содержание фосфора допускается до 0,1%, и только для марок, содержащих 75% и менее, флюорита до 0,3%. Содержание серы допускается в основном до 0,1—0,2%, реже до 0,3%, причем для ряда марок нормируется содержание не общей, а сульфатной серы. Содержание CaCO_3 допускается до 1,5—3,5% (в зависимости от марки), в некоторых случаях до 4%; SiO_2 от 1 до 30%, причем последняя цифра контролирует качество марок, содержащих 65% флюорита; для марок с содержанием 20—55% флюорита допустимое количество SiO_2 устанавливается по соглашению потребителя с поставщиком.

Флюорит широко применяется в металлургической промышлен-

ности в качестве флюса (плавня), он снижает температуру плавления и разжижает шлаки при выплавке стали мартеновским и бессемеровским способами и в электропечах. С этой целью используются марки ФК-92, ФГ-92, ФО-92, ФК-85, ФГ-85, ФО-85, ФК-75, ФГ-75, а частично и более низкокачественные марки ФГМ-75, ФК-65, ФГ-65. В качестве флюса используются кусковой флюорит, а также обожженные окатыши.

В химической промышленности флюорит (марки ФФ-97А, ФФ-97Б, ФФ-95Б, ФФ-92) применяется при получении фтористого водорода, плавиковой кислоты, ее солей и других соединений фтора. Одно из важнейших производств — получение из фтористого водорода искусственного криолита, используемого при производстве алюминия. Плавиковая кислота применяется при травлении стекла и металлов, в качестве антисептика в пивоваренной и винокуренной промышленности, как катализатор, для очистки графита, при рафинировании меди, для кислотной обработки нефтяных скважин и т. д. Фтористый водород используется также при производстве авиационного топлива, для получения элементарного фтора; фтористый натрий — для пропитки древесины с целью предохранения ее от быстрого гниения, а также для борьбы с грызунами; кремнефтористый магний — с целью повышения кислотоупорных свойств бетона. В цементной промышленности флюорит (марки ФК-65, ФГ-65, ФР-55, ФР-40, ФР-30 и ФР-20) применяется для снижения температуры обжига клинкера, что снижает энергетические затраты. В стекольной промышленности флюорит ускоряет варку стекла и увеличивает его прозрачность. В то же время флюорит используется в качестве глушителей стекол и эмалей, т. е. придает молочно-белый цвет или опалесцирующий эффект. Для глушения стекла в шихту добавляют 10—30% флюорита.

В органической химии фтор используется для получения фторированных полимеров типа тефлона (устойчивых к действию концентрированных кислот и горячих щелочей в большей мере, чем такие металлы, как золото и платина), фторопластов (для насосов, действующих в агрессивных средах), фторкаучуков (термостойких), смазочных масел (в состав которых вместо водорода входит фтор), получения фреонов (для холодильных установок и другого использования), фтортрансформаторных жидкостей, противораковых препаратов, препаратов типа трифтазина (необходим при лечении алкоголиков), ракетного топлива.

Фтор используется также в химии инертных газов (для получения фторидов криптона, радона, ксенона), в изготовлении химических лазеров (работают на смесях фтора с водородом и фтора с дейтерием), а также для разделения изотопов урана методом термодиффузии (разделяют шестифтористый уран), при фторировании воды — для предупреждения кариеса зубов и т. д. Кремнефтористый натрий применяют для получения кислотостойких замазок, эмалей, при получении бериллия.

В качестве оптического флюорита применяют прозрачные бездефектные кристаллы размером не менее $6 \times 6 \times 6$ мм, при этом пла-

стинка флюорита толщиной 1 мм должна пропускать не менее 80% потока ультрафиолетовых лучей с длиной волны до 125 нм. Оптический флюорит можно добывать из пегматитов и гидротермальных месторождений, а также получать синтетическим путем.

Мировая добыча флюорита в 1973 г. превысила 5 млн. т, в дальнейшем, по ориентировочным данным, она должна быть увеличена. В последнее время за рубежом (в ЮАР, Индии, Тунисе и др.) приступили к использованию низкосортных руд, содержащих 14—35% флюорита. Ведущие зарубежные страны по производству флюорита — Мексика (более 1 млн. т ежегодно), Франция (460 тыс. т в 1974 г.), Испания, Таиланд, Великобритания, Италия, ЮАР, США, Канада. СССР располагает сырьевой базой флюорита и ведет разработку его месторождений. Флюоритовые месторождения широко развиты в ГДР, имеются они в Чехословакии, МНР, Болгарии, КНР. Стоимость флюорита на мировом рынке 60—107 долл. за тонну (в 1974 г.).

Соединения фтора попутно получают при переработке фосфоритов. Что касается криолита, то его наиболее богатое месторождение Ивигтут в Исландии отработано; в настоящее время ставится вопрос о попутном получении криолита при разработке редкометаллических апогранитов.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений флюорита и криолита выделяются следующие типы: 1) магматический, 2) пегматитовый, 3) карбонатитовый, 4) скарновый и скарново-грейзеновый, 5) гидротермальный, 6) вулканогенно-осадочный.

К *магматическому типу* относят месторождение Ивигтут в Гренландии, хотя некоторые геологи считают его пегматитовым. Вероятно, это месторождение следует относить к формации криолитоносных пегматоидных гранитов, как определенной фации гранитоидов. На месторождении добывался гигантокристаллический кусковой криолит, в настоящее время оно отработано и других аналогов подобных образований не обнаружено.

Пегматитовые месторождения флюорита — источник кристаллов оптического флюорита. Представлены они дифференцированными, т. е. отчетливо зональными пегматитами камерного типа. Наряду с флюоритом, на этих месторождениях добывают кристаллы кварца, жильный кварц и другое сырье.

Карбонатитовый тип месторождений флюорита сравнительно редок. Флюоритовая минерализация приурочена в основном к апикальным частям сложных комплексов ультрамафитовых — щелочных пород и карбонатитов. Руды обычно комплексные, барит-флюоритовые, с апатитом, тантало-ниобатами, минералами стронция, ангидритом и др. Форма рудных залежей — штокообразная, жильная и гнездовая. Пример — месторождение Амба-Донгар в Индии, одно из основных источников флюорита в этой стране.

Скарновые месторождения флюорита редки, причем часто они переходят в грейзеновые, в том числе особые грейзеновые — типа

«десилицированных» апокарбонатных грейзенов. Форма рудных тел сложная, нередко в виде седловидных жил. Среди руд отмечаются слюдисто-топаз-флюоритовые разности, наблюдаются магнетитовые скарны с гранатом, пироксеном и другими, скарновыми минералами. Наряду с флюоритом, иногда отмечаются вольфрамное и молибденовое оруденения. Пример — Солнечное месторождение в Казахстане.

К гидротермальным месторождениям фторного сырья относится большое число формаций. К этому типу следует причислить месторождение криолита в гранитах, подвергшихся щелочному метасоматозу. Это так называемые апограниты; они несут редкометальное оруденение и содержат вкрапленность криолита, который может извлекаться попутно. Опыты по извлечению криолита из этих руд проводились для района плато Джос в Нигерии. Флюоритовая минерализация отмечается в ряде рудных высоко-, средне- и низкотемпературных формаций, из которых флюорит извлекается попутно. Это и флюоритоносные грейзеновые месторождения олова и вольфрама, и редкометальные, в том числе бериллиевые месторождения, и редкометально-железородные, флюорит-урановые, антимонит-киноварно-флюоритовые и т. д. Сравнительно широко развиты барит-флюоритовые месторождения. Имеются и собственно флюоритовые месторождения как в алюмосиликатных (песчано-сланцевых и эффузивных толщах и гранитоидах), так и в карбонатных породах. Пример — широко известные флюоритовые месторождения в песчано-сланцевых и эффузивно-осадочных толщах Забайкалья (Шахтерское и др.), в карбонатных породах и гранитоидах Средней Азии, Украины (Покрово-Киреевское) и других регионов. В гидротермальном типе месторождений иногда встречаются камеры с оптическим флюоритом.

К вулканогенно-осадочным относят некоторые флюоритовые и флюорит-баритовые месторождения, например, месторождение Пьячино в Италии.

В качестве фтороносной следует рассматривать также вулканогенно-осадочную виллиомит-нарколит-троповую формацию, известную по району оз. Магади в Кении.

В последнее время Л. С. Пузановым выделен собственно-магматический тип флюоритовых месторождений.

Описание месторождений

Даринское месторождение расположено в Забайкалье в пределах Гарносуйского флюоритоносного поля, включающего семь месторождений. Месторождения находятся в районе цетриклинального замыкания Кличкинской синклинали, приуроченной к северо-западной части Кличкинско-Кадаинского антиклинория. Размещение месторождений контролируется Цаган-Золотуйским разломом, выраженным серией сближенных сбросо-сдвигов. В районе месторождения развиты породы алтачинской свиты нерасчлененного нижнего-среднего кембрия (по другим данным, позднего протерозоя), представленные кварц-слюдистыми, углисто-глинистыми и известняково-гли-

нистыми сланцами, известняками и доломитовыми известняками. Породы эти интенсивно деформированы и пласты известняков в них превращены в ряд разобщенных линз. Интрузивные образования представлены каменноугольными дайками кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов, а также верхнеюрскими дайками диоритовых и андезитовых порфиритов и лампрофиров.

Выявленные тела, расположенные субпараллельно, формируют рудоносную зону северо-западного простирания и северо-восточного падения под углом $40-68^\circ$. Зона имеет длину 320 м и мощность 40—250 м. Форма флюоритоносных тел — линзы, линзообразные жилы и зоны оплавления. Длина рудных тел по простиранию составляет от первых десятков метров до 200 м, по падению до 255 м. Среди руд выделены карбонат-флюоритовые, карбонат-кварц-флюоритовые, кварц-флюоритовые и флюоритовые разности. Среднее содержание плавикового шпата около 40%. В качестве примесей в рудах отмечаются пирит, марказит, каолинит, галлуазит, цеолиты и др. Флюорит представлен двумя генерациями. Первая генерация флюорита — мелко-крупнозернистая, темно- и светло-фиолетового, зеленого и серого цвета. С ней ассоциируют кальцит и мелкозернистый шестоватый кварц. Флюорит второй генерации — крупнокристаллический медово-желтый, светло-серый, бледно-фиолетовый и зеленый. С ним ассоциируют кварц, каолинит, кальцит, десмин, монтмориллонит, галлуазит, марказит. Текстура руд — брекчиевая, прожилково-вкрапленная, массивная, иногда кокардовая, друзовидная и полосчатая.

Полагают, что руды возникли из низкотемпературных растворов, обусловивших интенсивное замещение известняков, в том числе обломков брекчий, сформировавшихся при межпластовых перемещениях.

БАРИТ

Общие сведения

В промышленности используются и особенности, и состав барита. Кроме барита — BaSO_4 источником бария служит витерит — BaCO_3 . Высоким содержанием бария характеризуются бенстонит $\text{Ba}_6\text{Ca}_7(\text{CO}_3)$, баритоцелестин — $\text{BaSi}(\text{SO}_4)_2$, санборнит — $\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, баритокальцит — $\text{BaCa}[\text{CO}_3]_2$ и некоторые другие минералы. Кларк бария $6,5 \cdot 10^{-2}$. Содержание бария в ультрамафитах $1 \cdot 10^{-4}$, мафитах $3 \cdot 10^{-2}$, средних породах $6,5 \cdot 10^{-2}$, кислых $8,3 \cdot 10^{-2}$, осадочных $8 \cdot 10^{-2}$. Из стабильных изотопов бария наиболее распространены ^{138}Ba и ^{137}Ba . Барий может содержаться в полевых шпатах и слюдах (до 6% BaO), в некоторых осадочных марганцевых и железных рудах (0,74—2,5% BaO). Повышенное количество бария отмечается в некоторых подземных водах (например, в нефтяных).

Барит характеризуется ценными для промышленности свойствами: высокой плотностью (4,3—4,6), в связи с чем его называют тяжелым шпатом, высокой белизной (пластинка с порошком барита —

эталон белизны), барит способен поглощать жесткое излучение — рентгеновское и γ -излучение. Ряд соединений бария ядовит. ^{140}Ba и еще 14 изотопов бария радиоактивны. Барит весьма слабо растворяется в HCl , медленно в H_2SO_4 , практически не растворим в воде, но хорошо растворим в водных растворах щелочных карбонатов. Показатель преломления в натриевом свете 1,64.

Витерит легко растворим даже в слабых органических кислотах (лимонной, винной, щавелевой), в уксусной кислоте при нагревании, в воде — слабо.

Основная масса барита (75—85%) используется в нефтяной и газовой промышленности, где он предназначается для утяжеления буровых растворов. Существенное значение имеет барит в лакокрасочной промышленности, где он применяется для получения литопона, являющегося белой краской, белил и других красок. В бумажной промышленности также используется высокая белизна барита. Он служит наполнителем для высших сортов бумаги. В резиновой промышленности барит применяется при изготовлении особой резины, задерживающей рентгеновское излучение. Способность барита задерживать жесткое излучение используется при изготовлении специальной штукатурки и бетона для покрытия атомных реакторов. Барит входит в некоторые виды стекла и керамических изделий, в том числе керамики для электронной промышленности. В небольшом количестве барит применяется в кондитерской промышленности. В медицине он используется при рентгеновском исследовании пищеварительного тракта («баритовая каша»). В металлургии элементный барий входит в некоторые сплавы, в частности в феррит бария, применяемый для изготовления постоянных магнитов. Титанат бария является сегнетоэлектриком и поэтому применяется в радиосхемах и автоматических системах. Соединения бария используются для изготовления зеленых ракет. Платиноцианатом бария покрывают экраны приборов, которые светятся под воздействием жесткого облучения. Соединения бария применяют при извлечении радия из урановых руд, а также при изготовлении некоторых пластмасс и жароустойчивых смазок. Барит применяется для получения тяжелых бетонов и асфальтов, а также при обогащении каменного угля, как наполнитель линолеума. Ряд соединений бария (в том числе BaCl_2) ядовиты и используются в качестве инсектицидов. Радиоактивный ^{140}Ba используется в электронной промышленности в качестве меченого атома. Оптический барит — прозрачные бездефектные кристаллы барита можно использовать в оптической промышленности.

Мировое производство барита превышает 5 млн. т, в том числе добыча барита в США превышает 1 млн. т. В числе ведущих стран по добыче барита следует отметить также СССР, ФРГ, Ирландию, Мексику, Перу, Таиланд, Италию, Францию, КНР, ГДР, НРБ, КНДР, Югославию, Испанию, Грецию, Индию, Марокко, Канаду, Бразилию, Алжир, Колумбию. Интересно отметить, что в США у побережья Аляски на глубине 10—30 м ведется подводная отработка одного из месторождений барита. Цена 1 т барита 14—18 долл.

Баритовые руды подвергаются как обогащению, так и обогащению. Последнее заключается в обработке баритовых концентратов химическими реагентами (например, кислотами) с целью повышения белизны.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений барита и виверита выделяются следующие генетические типы: 1) карбонатитовый, 2) гидротермальный, 3) выветривания, 4) вулканогенно-осадочный, 5) осадочный, 6) техногенный.

К *карбонатитовым* относится барит-флюоритовая формация, охарактеризованная при описании типов месторождений флюорита.

Гидротермальные месторождения барита пользуются широким распространением. Среди них известны формации, объединенные в группы гидротермальных плутогенных, вулканогенных и телетермальных. К плутогенным относятся собственно баритовые месторождения (Арпаклеское) и месторождения цветных металлов и золота с баритом, некоторые барит-флюоритовые (Агата-Чибаргата). К плутогенным относят также собственно баритовые месторождения, как Кутаисское и Чардское в Грузии. К вулканогенным гидротермальным месторождениям относятся месторождения барит-полиметаллические (Салаирская группа Рудного Алтая) и некоторые собственно баритовые среди эффузивных пород (Беганское на Украине). Вулканогенные и плутогенные месторождения характеризуются обычно сложной формой рудных тел — это жилы, нередко с апофизами, линзы, штокообразные тела. К телетермальным относят месторождения, во-первых, стратиформные, т. е. с пластообразными рудными телами (например, барит-полиметаллические месторождения в карбонатных породах). В СССР к телетермальным относят Миргалымсайское месторождение. Во-вторых, к телетермальным можно отнести собственно баритовые месторождения, возникшие, по мнению некоторых геологов, за счет привноса барита подогретыми подземными водами. Пример — Кужинское месторождение в Башкирии, на котором хоть и проявлено полиметаллическое оруденение, но барит является ведущим. К этой же группе относится, вероятно, и Чиганакское месторождение Казахстана. Форма рудных тел — линзо- и пластообразные залежи.

К *месторождениям выветривания* относятся остаточные месторождения барита, наиболее крупные из которых известны в штатах Миссури, Джорджия и Теннесси (США). В СССР к этому типу относят россыпи Джалаирского месторождения. Барит устойчив в зоне выветривания и этим объясняется его концентрация в зоне гипергенеза. Руды состоят из обломков скоплений барита, заключенных в песчано-глинистой массе. Форма залежей плащеобразная.

К *вулканогенно-осадочным месторождениям* относят барит-гематит-гипсовое месторождение ЧССР. Некоторые исследователи причисляют к этому типу и крупнейшее месторождение ФРГ — Мегген. Форма рудных тел — преимущественно пласто- и линзообразная.

Осадочные месторождения барита известны в виде пластовых ископаемых залежей (пример — Пальникское месторождение в Коми АССР), а также в виде морских баритовых конкреций. Последний подтип пока не приобрел промышленного значения.

К *техногенным месторождениям* барита причисляют скопления барита в эйфельных отвалах обогатительных фабрик. В СССР к ним относится Ново-Урское в Салаирской группе, а в США — Минерал-Кинг.

КОРУНД

Общие сведения

К корунду — Al_2O_3 принадлежат две его разновидности: красный рубин и синий сапфир. Белый сапфир называют лейкосапфир. К сапфиру нередко относят прозрачные корунды другого цвета — желтого, зеленого, фиолетового. Агрегат мелкозернистого корунда, магнетита и других минералов (хлоритоида, гематита, шпинели, диаспора, пирита и др.) получил название наждак. Корунд характеризуется высокой твердостью (9 по шкале Мооса), химической стойкостью (нерастворим в кислотах), высокой температурой плавления ($2050^\circ C$) и повышенной плотностью ($3,9-4,1 \text{ г/см}^3$).

Корунд и наждак применяются в качестве абразивов. Рубин используют как драгоценный камень, а также для производства фильер для волочения проволоки, в лазерной промышленности и в точной индустрии, в том числе производстве часов и других механизмов. Сапфир применяется в качестве драгоценного камня.

В настоящее время и в качестве абразива, и в ювелирной промышленности широко используют искусственные корунды, однако в ювелирном деле природные камни имеют значительно большую ценность, чем синтетические. Окраска рубина — от светло-красной до густо-малиновой; хромофором рубина, т. е. элементом, от которого зависит цвет рубина, является хром.

В последнее время штуфы, содержащие красивой красной расцветки корунд, но не отвечающие требованиям производства ювелирных изделий (с трещинами, включениями и другими дефектами), получили товарное значение как коллекционный материал.

Ювелирные разновидности корунда добываются в Кампучии, Таиланде, Шри-Ланке, Бирме, Индии, США, Танзании, Австралии, абразивные известны в СССР, ЮАР, США, Канаде, Индии, Турции и некоторых других странах.

В качестве абразивного сырья применяются также природные гранаты — алмадины, которые добывают из гнейсовых комплексов или из россыпей (например, в Австралии), ставролит (твердость $5,5-7$), апатит, кварц, полевые шпаты и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений корунда имеются следующие генетические типы: 1) магматический, 2) пегматиты, 3) скарновый, 4) гидротермальный, 5) россыпной, 6) метаморфогенный.

К магматическим месторождениям относятся формации сапфиноносных щелочных базальтов (Таиланд, Кампучия) и щелочных основных лампрофиров (США). Генезис месторождений не совсем ясен. Некоторые геологи предполагают, что бокситы заимствованы мафитовой магмой, из включений которых и образовался сапфир, однако эти представления недостаточно разработаны. Магматические месторождения — источник ювелирных сапфиров.

Среди пегматитовых месторождений известны формации корундоносных пегматитов в щелочных породах (месторождения округа Онтарио в Канаде, сциенит-пегматиты Ильменских гор в СССР), корундовых плагиоклазитов (Борзовское в СССР) и марундитов (в ЮАР). Формация пегматитов в щелочных породах как источник абразивного корунда имеет ограниченное значение. Несколько большую роль, но также ограниченную, в поставке этого сырья играют корундовые плагиоклазиты. Генезис их дискуссионный. Одни геологи (В. С. Коптев-Дворников и др.) причисляли их к десилицированным пегматитам, т. е. пегматитам линии скрещения А. Е. Ферсмана, другие обосновывают их метасоматический генезис (Д. С. Коржинский и др.). Характерная особенность месторождений этого типа — жилы корундовых плагиоклазитов или их метаморфизованных разновидностей (марундитов) залегают в ультрамафитах, реже в мафитах.

К *скарновым* относятся формации ювелирных рубина и сапфира в магнезиальных (Могок в Бирме) и известняковых скарнах.

К гидротермальным месторождениям следует относить скопления рубина в слюдитах в зонах контактов с гипербазитами (СССР, Танзания). В СССР этот тип является источником не ювелирного рубина, а коллекционных образцов рубинсодержащих слюдитов. Вторая гидротермальная формация рассматриваемого типа — корундандалузитовая во вторичных кварцитах. Форма рудных тел — линзы и штоки. Руды комплексные и служат источником абразивного корунда и андалузита. Пример — месторождение Семиз-Бугу в Казахстане.

К россыпным относятся формации элювиальных и делювиальных рубин-, сапфир- и корундсодержащих образований вблизи коренных месторождений. Известны, например, россыпные скопления сапфира вблизи сапфиноносных мафитов. В СССР к этому типу относится андалузит-корундовая россыпь Семиз-Бугу.

К метаморфогенным относят формации наждака в мраморизованных известняках и мраморах (Прииртяшские группы) и в основных породах (Сигангойское), а также корунда и кианита в кристаллических сланцах (Чайнытское).

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМНОЕ СЫРЬЕ

Общие сведения

К высокоглиноземному сырью среди неметаллических полезных ископаемых относят кианит — $Al_2O[SiO_4]$, силлиманит — $Al[AlSiO_5]$, андалузит — $Al_2O[SiO_4]$, джумортьерит — $Al_7[BO_3]O_5[SiO_4]_3$ и топаз —

$Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$. Все они, особенно первые три минерала, содержат повышенное количество глинозема. Первые четыре минерала широко известны как «огнеупорные» минералы, они при температурах выше $1200^\circ C$ разлагаются с образованием муллита — $3 Al_2O_3 \times 2 SiO_2$ и кристобалитового стекла. Муллит имеет температуру плавления около $1800^\circ C$ и обладает химической инертностью, является диэлектриком. Топаз в качестве огнеупорного сырья стал применяться сравнительно недавно. Из названных минералов изготавливают огнеупоры для металлургической, стекольной и керамической отраслей промышленности. Кроме того, первые из вышеназванных минералов используются для получения электротермическим методом силумина и являются потенциальным источником глинозема и алюминия. Силумин используется в авиационной, автомобильной и других отраслях промышленности. Высокоглиноземные огнеупоры применяют для изготовления ковшового и стопорного припасов, регенераторов мартеновских печей, воздуходушных доменных печей, для футеровки сводов электропечей. Огнестойкость высокоглиноземных огнеупоров в 2—2,5 раза выше шамотных огнеупоров.

Красивые синие кристаллы кианита используются в качестве поделочного камня.

Ведущие страны по добыче высокоглиноземных минералов — Индия, США, ЮАР. Добыча этих минералов ведется также в СССР, Франции, Испании, Южной Корее, Мозамбике, Намибии, Зимбабве. Большие запасы этого вида сырья в Австралии, Канаде, Румынии, Болгарии, Демократической Республике Мадагаскар. В экономически развитых капиталистических и развивающихся странах добывают несколько сот тысяч тонн рассматриваемых минералов ежегодно.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений высокоглиноземного сырья выделяют следующие типы: 1) гидротермальный; 2) метаморфогенный; 3) россышной.

К *гидротермальным* относятся корунд-андалузитовая формация во вторичных кварцитах, охарактеризованная при описании месторождений корунда, а также топазовая в грейзенах.

К *метаморфогенным* следует относить кианитовую и силлиманитовую формации в кристаллических сланцах (Кейвское месторождение в СССР, Лапса-Буру в Индии), возникшие при региональном метаморфизме. Некоторые месторождения являются комплексными и кроме кианита содержат гранат и мелкочешуйчатый мусковит. К этому же типу относятся контактово-метасоматические формации — силлиманитовая (Кяхтинское месторождение в СССР) и хиастолитовая. Как известно, хиастолит — это разновидность андалузита, кристаллы которого имеют углистое ядро. Хиастолитовая формация развивается в зоне контакта глинистых сланцев с интрузивами. Кяхтинское месторождение, представленное в основном тонковолокнистым силлиманитом — фибролитом, приурочено к кристаллическим сланцам.

Россыпные месторождения представлены делювиальным типом (корунд-андалузитовая россыпь Семиз-Бугу), прибрежно-морскими, древними (месторождения Житомирской обл.) и современными, в том числе шельфовыми.

ПЬЕЗОКВАРЦ И ОПТИЧЕСКИЙ КВАРЦ

Общие сведения

В качестве сырья для пьезооптической и оптической отраслей промышленности используются кристаллы β -кварца, кристаллизующегося в тригональной сингонии. К разновидностям β -кварца относятся прозрачный бесцветный горный хрусталь, золотисто-желтый цитрин, фиолетовый аметист, смоляно-черный моршон, дымчатый раухтопаз, розовый кварц. При температуре 573°C β -кварц переходит в гексагональный α -кварц; последний при 870°C — в α -тридимит, который при 1470°C превращается в α -кристобалит с температурой плавления 1710°C . Твердость β -кварца по шкале Мооса 7; плотность $2,65\text{—}2,66\text{ г/см}^3$; он хорошо пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи, термостоек, плохо проводит электрический ток, химически стоек (но хорошо растворяется в плавиковой кислоте). Кристаллы кварца способны изменять плоскость поляризации. У кварца высокая прочность: для разрыва кристалла, поперечное сечение которого 1 см^2 , необходима сила около 1000 кг , а для того чтобы раздавить кварцевый кубик объемом 1 см^3 , требуется груз массой несколько тонн. Пьезоэлектрические свойства кристаллов β -кварца были открыты французскими физиками Пьером и Жаком Кюри еще в 1880 г. Пьезоэффект проявляется при сжатии или растяжении пластинок, изготовленных из кристаллов кварца. Усилие прилагают в направлении двойной оси (a_2); при этом возникают электрические заряды с противоположными знаками на разных концах пластинки. Если же к пластинке кварца, помещенной между двумя металлическими электродами, подключить электрический ток, то пластинка будет сжиматься или растягиваться в зависимости от направления тока; при переменном токе пластинка придет в состояние упругого колебания. Пьезоэффект не проявляется в направлении оси третьего порядка (a_3).

Среди кристаллов β -кварца различают левые и правые формы. Правые кристаллы вращают плоскость поляризации вправо, левые — влево. При использовании кристаллов β -кварца в пьезооптической и оптической отраслях промышленности учитывают наличие ряда дефектов, снижающих возможности или вообще препятствующих применению кристаллов для этих целей. К числу дефектов относятся трещиноватость, минеральные и газово-жидкие включения, свили и мозаичность, наличие двойников.

Трещины могут быть природными, т. е. вызванными тектоническими и технологическими причинами, полученными в результате неправильно ведущихся работ по добыче или полученными при транспортировке кристаллов. Трещины хорошо обнаруживаются при

осмотре кристаллов под лампой мощностью 300—500 Вт. Твердые включения представлены кристаллами пирита, гематита, рутина, серицита, актинолита, хлорита и др. В некоторых случаях минеральные включения придают кристаллам кварца декоративность, поэтому их используют в ювелирной промышленности. Например, тонкие нитевидные кристаллы рутила, пронизывающие кристалл кварца, характерны для кварца-волосатика, из которого изготавливают различные украшения. Включения жидкостей и газов, захваченных во время роста кристаллов, а также вторичные включения в сформировавшихся кристаллах ограничивают возможности их использования, а при большом их количестве полностью исключают применение этих кристаллов в пьезооптической и оптической отраслях промышленности. От обилия включений этого типа кристаллы кварца могут приобрести молочно-белую окраску. Нагреванием пластинок с первичными двухфазными газово-жидкими включениями можно добиться их гомогенизации, т. е. перехода к однофазным. По температуре гомогенизации судят о температуре образования кристаллов. Газово-жидкие и жидкие включения снижают чистоту состава кристаллов, используемых для плавки оптических стекол.

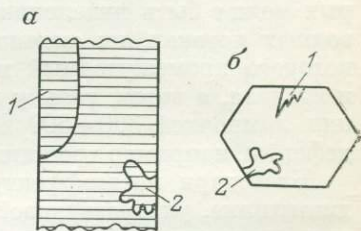


Рис. 99. Характер двойниковых швов β -кварца:

a — на призме; *b* — на сечении, перпендикулярном к оси симметрии третьего порядка.
1 — срастание по бразильскому закону; 2 — срастание по дофинеискому закону

Свилеватость и мозаичность обусловлены неоднородным строением кристаллов, связаны с наличием блоков (микроучастков) в пределах кристаллов различной ориентировки. Различия эти обычно невелики, но являются существенным дефектом, препятствующим применению кристаллов в пьезооптической и оптической отраслях промышленности. Свилеватость выявляется на сколах кристаллов. У несвилеватых кристаллов сравнительно однородный раковистый излом или излом типа «часового стекла». Свилеватость проявляется в сложной неправильной форме скола, наличии нитевидных линий на его поверхности и др.

Для кристаллов β -кварца наиболее распространены дофинеиские двойники, несколько меньше бразильские и значительно реже японские и др. Дофинеиские двойники — это срастание однотипных индивидов, т. е. только левых или только правых, но при этом один из них повернут по отношению к другому на 60° вокруг оси L_3 . Двойниковые швы дофинеиских двойников выражены в виде неправильных извилистых линий (рис. 99), хорошо видных на разрезах кристаллов, ориентированных под углом 90° к оси L_3 , после двух- и трехчасового травления кристаллов в парах плавиковой кислоты. Кристаллы с дофинеискими двойниками могут применяться в оптической промышленности, но не могут употребляться для изделий, в которых используют пьезоэффект. Этот дефект можно ликвидиро-

вать путем механического воздействия на кристаллы. Бразильские двойники формируются при срастании левого и правого индивидов β -кварца. Двойниковые швы у этого вида двойников прослеживаются в виде относительно менее извилистых линий, чем у дофинейских. Кристаллы с этими двойниками не используются ни в пьезо-, ни в оптической отраслях промышленности.

К дефектам кристаллов относится также их окраска, которая препятствует их применению в оптической промышленности.

Для выявления дефектов у кварцевых галек, поверхность которых может быть интенсивно поцарапана в процессе их переноса в водных потоках, их смачивают керосином, показателем преломления которого промежуточный между кварцевыми ($n_m = 1,544$; $n_g = 1,553$) и воздуха, а затем гальку рассматривают «на просвет» при освещении лампочкой 300—500 Вт. Это позволяет установить некоторые дефекты, например трещины.

Благодаря пьезоэффекту кристаллы β -кварца применяются в радиотехнике, ультразвуковой гидроакустике, дефектоскопии, а также при изучении свойств газов, жидкостей и твердых тел, при исследовании вибраций, в пьезометрии для измерения давления, вибраций, вибрации мостов и т. п., для изготовления линз и пластинок с целью получения ультразвуковых волн. Кварцевые пластинки применяют при изготовлении пьезоэлектрических резонаторов и фильтров радиочастот, в пьезометрических звукоинсультаторах, пьезоэлектрических микрофонах, громкоговорителях, акселерографах, монOMETрах.

Оптический кварц применяют для призм спектрографов, окошек и линз, пропускающих ультрафиолетовые лучи, пластинок и клиньев для поляризационных микроскопов, призм Френеля, светофильтров, в поляриметрах, сахариметрах и других изделий.

Горный хрусталь и окрашенные разновидности β -кварца используются в гранильно-ювелирном деле.

Кристаллы кварца с высокой химической чистотой используются для плавки и варки весьма ценных оптических стекол. Плавка и варка оптических стекол в последние годы получили исключительно широкое развитие. Частичной заменой кристаллов β -кварца для этих целей является чистый жильный кварц, нередко предварительно проходящий стадию обогащения, в том числе от части газово-жидких включений, а также синтетические кремниевые продукты. Часть кристаллов β -кварца, а также их красивых сростков (друз) используется в качестве коллекционного материала (музейные, школьные и другие коллекции).

Согласно отраслевому стандарту, пьезокварцевое природное сырье может быть представлено кристаллами кварца, их обломками и галькой. При оценке этого сырья и классификации по сортам учитывают размер бездефектной области (монообласти), ее выход и наличие допустимых дефектов в монообласти. Технические требования отраслевого стандарта представлены в табл. 3. Минимальные размеры монообласти должны обеспечивать, как минимум, выход одной заготовки пьезокварцевой пластины размером $12 \times 12 \times 1,5$ мм. К дефектам пьезокварца относят твердые и газово-жидкие включения,

Требования промышленности к различным сортам пьезооптического кварца
(по ОСТ 41-74—73)

Сорт	Минимальная масса (в г) монообласти, не менее	Размеры (в мм) монообласти, не менее	Выход (в %) моно- области из кристал- лосырья, не менее
	Пьезокварц		
Экстра	1000	—	30
Высший	300	—	20
I	100	—	15
II	10	—	10
	Оптический кварц		
I	—	70×60×50	40

Примечание. Оптическая ось кристалла оптического кварца должна быть перпендикулярна к большей поверхности сечения монообласти.

видимые невооруженным глазом, а также трещины, свиля, бразильские и дофинейские двойники. К дефектам оптического кварца относят твердые и газовой-жидкие включения с размером в поперечнике свыше 0,1 мм при концентрации их более одного включения на 1 см³, а также трещины, свиля, окрашенность, голубые и темные нити (возможно, связаны с наличием мельчайших включений), бразильские двойники.

В промышленности используются кристаллы, гальки и обломки кристаллов минимальной массой 100 г. В некоторых случаях, при согласии потребителя, возможна поставка кристаллосырья и меньшей массы.

Для ювелирного кварца выход бездефектной части должен составлять для I сорта не менее 75%, II сорта — 50—75% и III сорта — 25—50%.

В связи с большой потребностью в пьезооптическом кварце во многих странах выпускают синтетические кристаллы, количество которых резко превышает количество природных.

Исключительно высоким качеством отличается кристаллосырье бразильских месторождений, импортируемое во многие страны. Месторождения этого сырья разрабатываются во многих странах: СССР, Бразилии, США, в Демократической Республике Мадагаскар, Сомали, КНР, Зимбабве, Уругвае, Шри-Ланке, Бирме, Швейцарии и других странах.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений кристаллов кварца выделяются следующие типы: 1) пегматитовый, 2) гидротермальный, 3) россыпной, 4) метаморфогенный.

Кристаллы кварца обычно находятся в полостях или растворения, или остаточных, т. е. «оставшихся» при заполнении жильным кварцем тектонических полостей. Принято для полостей с ограниченными кристаллами кварца мелкие пустоты относить к занорышам, до 1 м^3 — к гнездам и более 1 м^3 — к погребам.

К *пегматитовому* типу относятся месторождения как находящиеся в пределах эпидоконтактных зон интрузивов, так и метаморфизованных и осадочных породах. Пегматитовые месторождения нередко комплексные и являются источником не только кристаллов кварца (в том числе маршона, раухтопаза, горного хрусталя), но и ювелирного топаза, а также полевых шпатов, оптического флюорита, жильного кварца и др. Пегматиты, несущие кристаллы кварца, имеют зональное строение, причем обычно кристаллы формируют друзы в полостях, расположенных в центральных частях пегматитовых тел. Промышленное значение пегматитов как источника кристаллов кварца, пригодных для пьезо- и оптической промышленности, невелико.

Гидротермальный тип представлен кварцевыми жилами с гнездами и погребями горного хрусталя, а также аметиста. Вмещают жилы обычно жесткие породы, причем преимущественно обогащенные кремнеземом: песчаники, кварциты, гнейсы, граниты; но иногда и мраморы, доломиты, диабазы и другие, бедные кремнеземом породы. Хрусталеносные гнезда нередко располагаются закономерно — в центральных частях жил, ближе к висячему или лежащему боку, в местах разветвления жил, их выклинивания, вблизи блоков вмещающих пород, включенных в жилы, и т. д. В некоторых случаях хрусталеносные полости находятся непосредственно во вмещающих породах (кварцитах, песчаниках и др.). По мнению ряда исследователей, сам жильный кварц образуется гидротермальным путем, а полости с кристаллами — метаморфогенным. Наряду с ограниченными кристаллами кварца промышленное значение на ряде месторождений имеет и жильный кварц как сырье для варки стекол. Тип имеет большое промышленное значение.

Россыпные месторождения представлены элювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными, ложковыми и в меньшей мере аллювиальными россыпями. Ведущую роль играют первые четыре вида россыпей. Они развиты в тех же регионах, что и коренные месторождения. Среди аллювиальных россыпей, развитых в существенном удалении от коренных источников, горный хрусталь и другие виды кристаллов кварца представлены, как правило, редкими гальками. Оработка таких россыпей рентабельна обычно совместно с добычей золота, платины и других видов сырья, играющих роль главных компонентов. Форма рудных тел в россыпях — линзы, пласты. Полезный компонент распределен крайне неравномерно («бананцевое», «кустовое», в виде «струй»). Россыпные месторождения в недалеком прошлом играли главную роль в добыче кварцевого кристаллосырья. В настоящее время их значение существенно уменьшилось, но все еще велико.

К чисто *метаморфогенным* месторождениям, если не учитывать представления о генезисе хрусталеносных полостей в гидротермаль-

ных кварцевых жилах, относят формацию «альпийских жил». Жильный кварц в этом типе формируется в процессе метаморфической дифференциации в связи с циркуляцией по породам, обогащенным кремнеземом, метаморфических, т. е. подогретых вадозных вод. Горный хрусталь образуется в полостях альпийских жил также в условиях метаморфического процесса.

Наряду с охарактеризованными типами известны находки пьезокристаллов и оптических кристаллов кварца в скарновых месторождениях и в высокотемпературных кварцевых жилах, несущих металлическое оруденение (вольфрамит, касситерит и др.). Промышленное значение таких кристаллов незначительно. Однако возможность их попутной добычи нужно иметь в виду при оценке скарновых месторождений, а также месторождений металлов, связанных с кварцевыми жилами.

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

Общие сведения

К исландскому шпату относят прозрачную разновидность кальцита — CaCO_3 . К этой разновидности относят только бесцветные кристаллы, но в технике это название сохраняется и для весьма слабо окрашенных разновидностей, пригодных для оптической и других отраслей промышленности.

В промышленности используется ряд свойств исландского шпата. Кристаллы его характеризуются высокой прозрачностью для видимых и ультрафиолетовых лучей, отличаются оптической однородностью, высоким двулучепреломлением ($n_o=1,6584$; а $n_e=1,4864$, т. е. $n_o-n_p=0,172$). Сингония кальцита тригональная, вид симметрии $L_3^2 L_2^2 3PC$. У него совершенная спайность по ромбоэдру, в связи с чем он сравнительно легко раскалывается на ромбоэдрические блоки: хрупок; твердость по шкале Мооса 3, плотность 2,71; кристаллы легко разлагаются в соляной и других кислотах. При нагревании до 800°C кальцит разлагается на CaO и CO_2 .

При использовании кристаллов исландского шпата в промышленности учитывают различные дефекты, к числу которых относят трещиноватость, присутствие двойников, свилей, твердых, жидких и газово-жидких включений, окраску. Наличие трещин снижает выход моноблоков, а при интенсивном их развитии препятствует применению кристаллов. Трещины могут быть обусловлены геологическими особенностями строения месторождений (тектонические), воздействием колебаний температур в природных условиях или при неправильном хранении кристаллов, а также возникают при дефектах разработки месторождений (за счет взрывных работ и иных факторов). Преобладают трещины, развитые по спайности и по отдельности. Трещины с раковистой поверхностью и призирующие, во многих случаях обусловлены резким перепадом температур. Среди двойников для исландского шпата наиболее часто встречаются следующие: а) по пинакoidу $[0001]$, б) по плоскому ромбоэдру $[01\bar{1}2]$, в) по гексагональной призме $[10\bar{1}0]$. Нередко отмечаются полисинтетические

двойники. Двойники в кристаллах исландского шпата появляются в процессе роста кристаллов, а также под влиянием последующих тектонических (механические двойники) и других физических воздействий. Под свилеватостью понимают наличие в пределах кристаллов участков, отличающихся друг от друга по физическим свойствам: показателям преломления и двупреломлению. Эти участки разделяются неправильными поверхностями, сечения которых наблюдаются в виде извилистых и волнистых линий. Твердые включения представлены сопутствующими минералами — цеолитами, хлоритом, сульфидами, халцедоном, кварцем, глинистыми и углистыми веществами и другими минеральными видами, а также мелкими обломками вмещающих пород. Жидкие включения достаточно широко распространены; объем отдельных из них достигает нескольких кубических метров, но обычно существенно меньше. Иногда встречаются жидкие включения с пузырьками газа (газово-жидкие). Форма жидких включений неправильно округлая, округло-удлиненная; иногда они сформированы в правильные геометрические фигуры (отрицательные кристаллы). Широко развиты кристаллы бесцветные, окрашенные в цвет светлого чая, бледно-розовые, бледно-фиолетовые, светло-желтые, светло-серые и др. Иногда в кристаллах отмечается зональная окраска.

Исландский шпат используется более чем в 200 оптических приборах. Это поляризационные призмы микроскопов, поляриметры, фотометры, спектрофотометры, калориметры, нефелометры, дальнометры, сахариметры и пр. Он применяется в орудийных кольцевых поляризационных прицелах, в видоискателях полевых телевизионных камер, в электронной промышленности и т. д.

Под кристаллосырьем, согласно техническим условиям, понимают прошедшие обогащение части природных кристаллов исландского шпата в виде ориентированных пластин, блоков и спайных ромбоэдров, которые содержат оптически годный материал — часть кристалла, которую можно использовать для приготовления оптических деталей. Пластинкой (или блоком) называют часть кристалла, ограниченную плоскостями распила, ориентированными определенным образом относительно оптической оси. Боковыми поверхностями пластины (или блока) могут быть плоскости распила, естественные грани кристалла и сколы по спайности. К блокам относят пластины толщиной более 30 мм вдоль оптической оси. Спайным ромбоэдром называют часть кристалла, ограниченную не менее чем четырьмя плоскостями спайности и естественными гранями кристалла (естественные грани ограничивают меньшую часть поверхности). Оптически годный материал в пластинах и блоках должен содержаться в объеме не менее 20%, в ромбоэдрах не менее 50%.

Минимальная толщина пластины — 10 мм; минимальные параметры ромбоэдров — $29 \times 29 \times 9$ и $18 \times 18 \times 14$ мм. Минимальный выделяемый слой бездефектной оптически годной области равен кубу: $10 \times 10 \times 10$ мм с одним из ребер, параллельным оптической оси (L_3). По размеру вдоль оси выделяют три категории кристаллосырья: 1 — с размером пластин (блоков) от 21 до 28 мм, а ромбоэдров до $35 \times$

$\times 35 \times 35$ мм, 2 — соответственно от 15 до 26 и $30 \times 30 \times 30$ мм, 3 — соответственно от 15 до 20 $30 \times 30 \times 14$ мм.

Выделяют две группы оптически годного материала: А — пригоден для работы в широкой области спектра от 400 и частично от 220 до 1900 нм; шпат бесцветный или его окраска легко обесцвечивающаяся желтая, розовая или фиолетовая; В — пригоден для работы в красной и инфракрасной областях спектра от 700 до 1900 нм; окраска желтая, необесцвечивающаяся. В каждой группе выделяются сорта: экстра, I и II; при этом учитывают светорассеяние в гелий-неоновом лазере, число включений и расположение двойников роста и границ пирамид роста. Пирамида роста — это часть кристалла, образованная параллельными слоями, возникшими при передвижении одной грани кристалла в процессе его роста. Материал сорта экстра не рассеивает свет лазера, а I и II сортов — рассеивает. Учитывают включения с диаметром равным или более 0,05 мм. Отдельно учитывают включения до 0,2, 0,2—0,5 и 0,5—1 мм. Определяется также плотность включений, т. е. их число в 1 см^3 . В сорте экстра включения не допускаются, в I сорте допустимы включения 0,2—0,5 мм при плотности до 1 или 0,2 мм при плотности до 5, во II сорте — включения 0,2—1 мм при плотности до 5 или до 0,2 мм при плотности до 200. В сорте экстра двойники роста не допускаются, материал должен быть в пределах одной пирамиды; в I сорте также не допускаются двойники роста и материал может быть в пределах до трех пирамид, во II сорте допускаются двойники роста и не ограничивается число пирамид.

Наряду с природным сырьем промышленное значение начинает приобретать синтетический исландский шпат, однако решающую роль в настоящее время играет природный.

Генетические типы промышленных месторождений

Месторождения исландского шпата принадлежат к одному генетическому типу — гидротермальному. Это низкотемпературные образования. Различают две группы месторождений исландского шпата. Одна из них связана с траппами, другая — с карбонатными породами. Среди месторождений первой группы выделяют пять ведущих видов: первый связан с интрузивными траппами, второй — с мандельштейнами, третий — с шаровыми лавами, четвертый — с зонами разрывов и дробления в основных и средних эффузивах, пятый — с зонами дробления в туфах, преимущественно агломератовых, а также туфопесчаниках. В месторождениях первого вида исландский шпат локализован или в апикальных куполах штокообразных интрузивов, или в зонах дробления даек. Месторождения этого типа относительно редки, но отличаются высокой насыщенностью кристаллов. Месторождения второго вида более распространены, параметры зон оруденения больше, чем у первого вида, но насыщенность кристаллосырьем ниже. Вмещают исландский шпат газовые пустоты, обычно карваеобразной формы диаметром до 1—2 м в поперечнике, а так-

же полости другого типа (например, полости, связанные с захватом лавовым потоком деревьев и ксенолитов). Иногда определенную роль играют и структуры дробления. В лавовых покровах мандельштейны наблюдаются в верху и в низу покровов. Но мощность верхних зон мандельштейнов, как правило, в 10—15 раз больше нижних. Поэтому основное промышленное значение имеют верхние зоны покровов. На месторождениях третьего вида исландский шпат расположен в межшаровых зонах, а также в остаточных полостях в середине сфероидов нередко караваобразной формы. Насыщенность исландским шпатом неравномерная, в общем невысокая, но шпатовые зоны могут иметь относительно большие размеры. Обычно шаровые лавы находятся в основании лавовых потоков и их образование связывают с попаданием лав в болотистые участки поверхности земли. В локализации исландского шпата существенную роль играет микрорельеф поверхности, по которой протекал поток. Месторождения всех упомянутых видов известны на Сибирской платформе. Месторождения четвертого вида известны в Исландии и Индии. Например, в Исландии основное месторождение Гельгустадир связано с пологой зоной брекчированного базальта, а в Индии в районе Саураштры среди миндалекаменных базальтов расположена крупная кальцитовая жила длиной около 3 км, мощностью 1,5—2 м; в жиле обнаружены кристаллы исландского шпата. Месторождения пятого вида наиболее часто связаны с прижерловыми зонами. Зоны дробления нередко приурочены к куполам и куполо-горстам, осложненным разрывными нарушениями. На месторождениях исландского шпата, связанных с траппами, широко развиты низкотемпературные ассоциации минералов — различные цеолиты (десмин, шабазит, морденит, натролит и др.), опал, кварц, хлорит, монтмериллонит, гидрослюда и др. Кальцит обычно представлен рядом генераций, в том числе и генерацией исландского шпата. В небольшом количестве встречаются сульфиды (пирит, марказит и др.).

На месторождениях, связанных с карбонатными породами, в том числе с известняками и доломитами, известны следующие виды локализации исландского шпата: 1) в карстовых пустотах, 2) в зонах дробления и трещиноватости. Карстовые полости обычно приурочены к дорудному вадозному карсту, минерализация вызывается гидротермальными растворами. Большое значение имеет вид месторождений, связанных с карстовыми пустотами. В целом месторождения, приуроченные к карбонатным породам, играют второстепенную роль по сравнению с трапповыми. Генезис их телетермальный.

Известны проявления и месторождения исландского шпата и в других, горных породах, например в протерозойских амфиболовых сланцах (шт. Нью-Мексико, США); минерализацию здесь связывают с воздействием третичных базальтов. Однако такие месторождения редки. Отдельные находки исландского шпата известны в пегматитах, а также в хрусталоносных кварцевых жилах. В последних кристаллы исландского шпата, как и в основных промышленных типах месторождений, низкотемпературные и приурочены к полостям. Пример — пегматиты Киргизии. В пустотах этих пегматитов обнару-

жены кристаллы исландского шпата массой до 60—80 кг. Однако в качестве промышленных пегматитовый тип и тип хрусталеносных кварцевых жил рассматривать нет оснований.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕРАМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

ГЛИНЫ И КАОЛИНЫ

Общие сведения

Глина — тонкодисперсная горная порода, состоящая в основном из глинистых минералов. Обычно в глинах содержится примесь кластического аллотигенного материала — зерен кварца, полевых шпатов и других минералов, и аутигенного материала — карбонатов, сульфатов, гидроксидов железа и др. П. А. Земятчинский определял глины как горные породы, способные образовывать с водой пластичное тесто, сохраняющее по высыхании приданную ему форму, а после обжига приобретающее твердость камня. Это сравнительно точное определение, однако не все разновидности глин им охвачены, поэтому оно неприменимо к так называемым «сухарным» глинам (флинтклеям), не размокающим в воде. В связи с этим Ф. В. Чухров предлагает флинтклей относить не к глинам, а к глиноподобным породам. К каменеподобным относятся и уплотненные глинистые породы — аргиллиты, характерные для складчатых областей и древних отложений платформ. Их использование во многих случаях аналогично глинам. К глинам тесно примыкает такая горная порода, как каолин. Характерная особенность каолина — возникновение в результате преобразования исходных пород, которое протекало или в процессе выветривания, или реже гидротермальным путем. Глины же формируются, как правило, при перестроении дисперсного материала преимущественно в водной среде. Однако имеются горные породы, возникающие при преобразовании исходного материала на месте. Они также относятся к глинам — это некоторые разновидности бентонитовых глин, формирующиеся при подводном преобразовании вулканических пеплов. Переходная порода между глинами и каолинами — вторичные или переотложенные каолины. В них в отличие от исходных первичных (остаточных) каолинов строение исходной породы не сохраняется. По качественным показателям вторичные каолины приближаются к огнеупорным глинам. Породы четвертичного возраста, переходные от глин к пескам, называют суглинками, если в них преобладает глинистая (тонкодисперсная) фракция, или супесями, если преобладает песчаная фракция. Особое название получила порода — лёсс; это высокопористая глинистая порода, в строении которой большую роль играет алевролитовый материал и, как правило, имеется примесь карбонатов. Лёсс формируется в воздушной среде эоловым путем. Глины образуют постепенные переходы к карбонатным породам, при этом промежуточными разновидностями являются известковистые глины, глинистые известняки, мергели. К последним относят породы, состоящие на 50—75% из карбонатного материала.

К глинистым и близким к ним минералам, составляющим «глинистую субстанцию» глин, относится значительное число минералов. В том числе следующие: каолинит — $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_2$ и минералы его группы с таким же составом — диккит и накрит, галлуазит — $(\text{H}_2\text{O})_4\{\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4\}$, Al-монтмориллонит — $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{\text{Al}_{1,67}\text{Mg}_{0,33}\}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}$, Fe-монтмориллонит (нонtronит) — $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{\text{Fe}_2[\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}$, гидромусковит (иллит) — $\text{K}_x(\text{H}_2\text{O})_x\{\text{Al}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_{2-x}(\text{H}_2\text{O})_x\}$ и близкий к нему монотермит (слагается каолинитом и гидрослюдой), хлориты $(\text{Mg}, \text{Fe})_{3-n}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_n[\text{Al}_n\text{Si}_{2-n}\text{O}_5](\text{OH})_4$, палыгорскит (атапульгит) — $\text{Ca}_y(\text{H}_2\text{O})_4\{\text{Al}_{2x}\text{Mg}_{5-3x-y}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, сепиолит — $\text{Mg}_4[(\text{OH})_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{H}_2\text{O}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, бейделлит — $(\text{Ca}, \text{Na})_{\sim 0,3}(\text{H}_2\text{O})_4 \times [\text{Al}_2\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, глауконит — $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{1-x}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Al}_x\text{Si}_{4-x}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} + 4\text{H}_2\text{O}$, сапонит — $\text{Mg}_3(\text{OH})_4 \times [\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (с небольшим количеством Al, Fe), вермикулит (см. характеристику слюд). Следует отметить, что для обозначения минералов группы монтмориллонита часто употребляется термин смектиты. Между монтмориллонитами и бейделлитами предполагается серия взаимных переходов. Имеется существенное количество глинистых смешаннослойных образований, например формирующих ряд между слюдами и смектитами. Не вполне определенного состава опаловидные, стекловатые глинистые минералы относят к группе аллофана ($m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$). В настоящее время у аллофана установлены элементы структуры (отдельные слои), близкие к каолиниту.

В глинах обычно преобладают частицы диаметром менее 0,01 мм, при этом количество частиц от 0,001 мм до десятых долей микрона достигает в большинстве случаев не более 10—15%. По составу глинистой субстанции среди глин выделяют полиминеральные глины и близкие к мономинеральным. В небольшом количестве в глинах отмечаются углистые вещества, стяжения сульфидов (преимущественно пирит, марказит), а также амфиболы, слюды и др.; аксессуарные минералы представлены рутилом, турмалином, магнетитом, цирконом и др. В некоторых разновидностях глин (в том числе в сухарных) установлены высокоалюминиевые минералы — диаспор, гидраргиллит и др.

Глины характеризуются рядом свойств, которые учитываются при их промышленном использовании: пластичностью, воздушной и огневой усадкой, пористостью, огнеупорностью, спеканием, гигроскопичностью и набуханием, адсорбционными свойствами, связующей способностью, вспучиванием, зыбкостью, гидрофильностью.

Под пластичностью понимают их способность после смачивания водой деформироваться без разрыва сплошности и сохранять полученную в результате деформации форму. На степень пластичности оказывает влияние ряд факторов, в том числе степень дисперсности (чем мельче частицы, тем выше пластичность), минеральный состав (монтмориллонитовые глины высокопластичны), структурные особенности и др. Пластичность обычно повышается при увеличении количества глинистой субстанции в составе глин.

Воздушная усадка — уменьшение объема смоченной водой глины на воздухе. Для уменьшения воздушной усадки в глины добавляют «отощающие» примеси, например песок. Воздушная усадка у пластичных (несухарных) глин составляет в основном от 2—3 до 15%, реже 20% и более. Огневая усадка проявляется в процессе обжига глин и составляет для огнеупорных глин 7,5—20,5% при температуре 1200 °С и до 23% при 1300 °С.

Огнеупорность глин определяется температурой плавления. По температуре плавления среди глин выделяются высокоогнеупорные (свыше 1700 °С), среднеогнеупорные (1650—1700 °С), низкоогнеупорные (1580—1650 °С), тугоплавкие (1350—1580 °С) и легкоплавкие (ниже 1350 °С). Огнеупорность обычно повышается с возрастанием в глинах содержания Al_2O_3 и понижается с возрастанием щелочей, щелочноземельных металлов. Органические вещества не влияют на огнеупорность, но повышенное их количество приводит к тому, что продукт обжига (черепок) может характеризоваться увеличенной пористостью.

Спекание — частичное расплавление глин. Для оценки использования глин в керамике существенное значение имеет интервал спекания, т. е. тот интервал температур, при которых глина находится в стадии частичного расплавления. Увеличенные интервалы спекания благоприятствуют технологическому процессу. У глин интервал спекания от 100—140 до 350—400 °С.

Гигроскопичность — способность поглощать воду. У некоторых глин это происходит не только путем адсорбции, но и абсорбции, т. е. вода поглощается всей массой вещества. При этом глины набухают. У бентонитовых глин при набухании вода внедряется между плоскостями кристаллической решетки, в связи с чем введено понятие о бентонитовом числе, определяющем набухание. Сорбция глин проявляется в поглощении не только воды, но и ряда веществ, в том числе различных катионов, анионов, органических веществ. При этом проявляется обменная способность глин. Она выражается в способности поглощать определенное количество вещества, выраженного (в г/моль · 10³) 100-граммовой массой глин. У бентонитовых глин монтмориллонитового состава, емкость поглощения катионов 40—150, а анионов 20—30 г/моль · 10³.

Связующая способность — способность пластичных глин связывать отощающие материалы, образуя при этом хорошо формирующееся тесто, достаточно прочное после сушки.

Вспучивание, т. е. способность при обжиге увеличиваться в объеме, расценивается положительно, если глины используются для производства легких заполнителей бетона, но оно является дефектом при производстве обычных керамических изделий. Повышенное вспучивание наблюдается у глин, обогащенных органическими веществами. Для повышения вспучивания в глины нередко добавляют некоторые вещества (например, мазут).

К отрицательным свойствам глин относится зыбкость — выделение воды при небольших нагрузках.

Гидрофильность глин — способность легко смачиваться водой —

определяется соотношением теплоты смачивания водой и неполярным бензолом.

С учетом свойств и состава глин, обуславливающих их использование, можно выделить следующие группы: 1) каолины, 2) огнеупорные и тугоплавкие глины, 3) высокосорбирующие глины (отбеливающие), 4) легкоплавкие глины.

Каолины, точнее, первичные каолины, применяются большинством отраслей промышленности благодаря особенностям своего состава и набору свойств. Как правило, промышленностью используются обогащенные каолины, реже каолин-сырец. Обогащение каолина проводится путем отмучивания, флотации, магнитной и электромагнитной сепараций и другими методами. Каолиновый концентрат в ряде случаев подвергается облагораживанию (путем обработки реактивами) для придания ему большей белизны. Попутные продукты обогащения каолина — кварц и полевые шпаты — также используют в промышленности (керамической, толе-рубероидной, абразивной и др.). В числе важных свойств каолина следует отметить его высокую белизну в сыром и обожженном состояниях, сорбцию, гидрофильность, огнеупорность, пластичность, связующие способности, интервал спекания, усадку, дисперсность. Главные потребители обогащенного каолина — бумажная и керамическая промышленности, а также резиновая, мыловаренная, огнеупорная, химическая. В меньшей степени он используется в парфюмерно-косметической и кабельной отраслях промышленности, а также при изготовлении клеенки, пластмасс, минеральных красок, карандашей, в производстве силумина (сплав Al 87%, Si 13%) и др. Каолин-сырец используется в цементной промышленности, при производстве полукислых огнеупоров. Особая разновидность каолинов — «щелочные каолины». В них содержится кроме примеси кварца существенное количество калиевых полевых шпатов. В «сыром» виде они могут использоваться в керамике, а в процессе обогащения из них получают кроме каолинитового и кварцевого полевошпатовый концентрат (или совместно с кварцем кварц-полевошпатовый). В огнеупорной промышленности широко используют вторичные каолины. Химическая промышленность использует каолинитовый концентрат в производстве ядохимикатов, для получения сернистого и хлористого алюминия и других продуктов. Различные отрасли предъявляют к качеству обогащенного каолина разные требования. В производстве бумаги каолин используется как наполнитель и для покрытия бумаги. Так, каолин марки КП-80 применяют при получении печатной и писчей бумаги с применением древесной массы и беленой целлюлозы; КП-77, КП-67 — для производства той же бумаги из небелевой целлюлозы с древесной массой. Цифра после буквы обозначает минимальную гарантированную белизну каолина. Для производства сернистого алюминия применяют марку КАС, а хлористого алюминия КАХ-1 и КА-2. Минимальное содержание Al_2O_3 в этих трех марках составляет соответственно 37; 36 и 35%, минимальное Fe_2O_3 — 1; 1,2 и 2%; TiO_2 — 1,4; 0,8 и 1%. Содержание Fe_2O_3 нормируется для многих производств, в том числе кабельного (марки К-1 до 0,5; К-2 до 0,8),

электротермического силумина и ультрамарина (в зависимости от марки минимум 0,4—0,8), электротехнических, керамических, санитарно-технических изделий (минимум от 0,7 до 1,2%), фарфора и фаянса (0,4—1%), шмотных изделий (марки Ш-1 до 1,5%, Ш-2 до 2,5%) и т. д. В кабельной промышленности ограничено содержание меди (до 0,005%) и закиси марганца (до 0,01%). Для производства резинотехнических и пластмассовых изделий, а также искусственных кож и тканей, наряду с Fe_2O_3 ограничивается содержание SO_3 и водорастворимых солей. В ряде отраслей (силуминовая, керамическая) ограничено содержание CaO (до 0,6—0,8%).

Огнеупорные и тугоплавкие глины используются в производстве шамота (огнеупорный материал, применяемый в металлургии и других отраслях, в том числе для получения шамотного кирпича), сталеразливочного припаса, стеклоплавильных горшков, капсулей (коробов для обжига фаянсо-фарфоровых изделий), фаянсовых и фарфоровых изделий, в том числе керамической плитки. Тугоплавкие глины широко применяются для изготовления облицовочных блоков, дренажных труб. К глиняному огнеупорному сырью относятся пластичные, сухарные и полусухарные глины, а также некоторые глинистые сланцы. По содержанию Al_2O_3 в пересчете на прокаленное вещество среди этого сырья выделяются следующие разности: высокоосновные (более 40%), основные (30—40%), полукислые (15—30%) и кислые (до 15%). Огнеупорные глины обычно сложены каолинитом, реже гидрослюдами, типа монотермита и гидромусковита (т. е. маложелезистыми). Иногда в их состав входят минералы бокситов. При оценке огнеупорных глин ограничивают содержание Fe_2O_3 (до 1,3—2 и реже до 5,5% в зависимости от марки), потерь при прокаливании (п. п. п. — до 12—20%, иногда до 35%); устанавливается минимальное содержание Al_2O_3 (также в зависимости от сорта не менее 20—44%, а в более редких случаях, например для марки ЧПК-2, не менее 13%). Один из основных показателей оценки качеств глин — огнеупорность, определяемая экспериментальным путем.

К высокосорбирующим, или отбеливающим, относятся бентонитовые, палыгорскитовые и сепиолитовые глины. Среди бентонитовых глин, главный минерал которых — монтмориллонит, выделяют натровые и кальциевые бентонитовые глины. Одни глины характеризуются достаточной активностью к абсорбции в естественном виде; в США их называют фуллеровыми землями. Другие требуют предварительной активации путем обработки реактивами — кислотами, щелочами или воздействия высоких температур. Бентонитовые глины применялись для обезжиривания сукон, в связи с чем они также называются сукновальными глинами. Эта группа глин применяется для изготовления буровых растворов, железорудных окатышей, очистки нефтепродуктов и вин, а также отработанного трансформаторного масла, изготовления формовочных смесей в металлургии (литейное дело), в керамике, для очистки вод от вредных элементов, в производстве керамзита, инсектицидов, в качестве биостимуляторов в животноводстве (добавка к кормам), в медицине, в ирригационном строитель-

стве (для уменьшения фильтрации вод, что позволяет сократить расход воды в оросительных системах). Буровые растворы, приготовленные из палыгорскитовых и сепиолитовых глин, характеризуются высокой устойчивостью против коагулирующего действия электролитов, поэтому при бурении для промывки можно использовать морскую воду. Добавка палыгорскита в минеральные удобрения препятствует их слеживанию. Палыгорскит используют в качестве катализатора при крекинге нефти; палыгорскит и сепиолит — в качестве минеральных сит для разделения (например, длинноцепочечных и ароматических углеводородов).

Легкоплавкие глины, суглинки и аргиллиты используются для производства керамзита и аглопорита (легких заполнителей бетона), кирпича, черепицы, цемента, при строительстве насыпных дамб, глинобитных сооружений и др. В составе этих глин существенное значение имеют железосодержащие минералы — вермикулиты, хлориты, нонтронит, сапонит, а также монтмориллонит, бейделлит, иногда глауконит. Требования промышленности зависят от их использования; в производстве кирпича и черепицы — особенности гранулометрического состава, отсутствие явлений вспучивания, некоторых нежелательных включений (например, сульфатов и известковистых стяжений) и т. д.

Добыча глин и каолинов ведется в огромных масштабах. Считается, что ежегодная стоимость добычи глин превышает стоимость ежегодно добываемого золота. Мировое производство каолина в 1975 г. достигло 18 млн. т.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений глин, каолина и аргиллитов выделяются следующие типы: 1) гидротермальный, 2) выветривания, 3) осадочный, 4) эффузивно-осадочный.

К гидротермальному типу относятся формации бентонитовая и каолинитовая. Бентонитовая формация представлена таким месторождением, как Саригюхское (Армения). Форма тел полезных ископаемых — пласто- и линзообразная. Глины формируются за счет пирокластических и эффузивных пород под воздействием поствулканических и иных гидротермальных растворов. Каолинитовая формация включает месторождения, в состав тел полезных ископаемых которых входят не только каолинит, но и минералы его группы — диккит и накрит. Особенно каолинитовые эндогенные месторождения обычно невелики (Береговское в Карпатах), но масштабы их существенно возрастают, во-первых, при последующем наложении на эндогенные процессы процессов выветривания (месторождения Великобритании), а во-вторых, в случае более сложного минерального состава сырья, когда наряду с минералами группы каолинита заметную роль играют серицит, пиррофиллит и другие минералы. Но в таком случае месторождения не рассматриваются как месторождения глин, а относятся к фарфоровым камням или близким к ним

образованиям, описанным при характеристике полевого шпата и его заменителей.

Среди месторождений *выветривания* наблюдаются формации первичных каолинов, т. е. каолинов, развившихся элювиальным путем по метаморфическим, изверженным и реже осадочным горным породам. Каолины по гранитам и гнейсам известны на Украине (Присяновское, Глуховецкое), по глинистым сланцам (Лагерное) и карбонатным породам (в Сибири). Наиболее крупные месторождения сформировались за счет гнейсов и гранитоидов. Промышленное значение каолинов по карбонатным породам весьма невелико.

К *осадочным месторождениям* принадлежит большое число формаций глин, различающихся по особенностям генезиса и состава. К этому типу относят переотложенные коры выветривания, включая формацию вторичных каолинов (Пологское, Чалганское), возникших при размыве первичных каолинов, а также формацию сепиолитовых глин, образовавшихся при размыве кор выветривания ультрамафитов (месторождения Кубы). В аэральная и субаэральная среде возникли месторождения золотых суглинков и лёссов (Безмеинское в Туркмении). В озерно-болотных условиях и опресненных лагунах формировались месторождения каолинит-монотермитовых и каолинитовых огнеупорных (Боровичско-Любытинская группа) и каолинит-гидрослюдистых (Тимоховское) глин. Пролувиально-делювиальные каолинитовые глины известны на Трошковском месторождении. Пальгорскитовые глины формировались в условиях или засоленных лагун, или переотложения кор выветривания магнезиальных пород (мафитов, амфиболитов и др.) в морской среде (Черкасское); в последнем случае пальгорскитовые глины сопровождаются и пластами бентонитовых. Следует отметить, что месторождения пальгорскитовых глин редки. Морские бентонитовые глины встречаются значительно чаще. Широко развиты морские легкоплавкие глины (Ельдигинское месторождение керамзитовых глин), наблюдаются озерные легкоплавкие глины, а также моренные и флювиогляциальные глины, супеси и суглинки. В результате уплотнения глин в процессе диагенеза и эпигенеза формируются аргиллиты. Формация аргиллитов, особенно содержащая углистое вещество, широко используется для производства керамзита. Разработана методика получения керамзита не только из горных пород, но и из осадочных нелиитофицированных образований — шельфовых илов. В частности, пригодные для этих целей шельфовые илы США (район Кейп-Код) имеют иллитовый состав.

К *эффузивно-осадочному* типу следует относить бентонитовые глины, возникшие при разложении пеплов в условиях неглубоких морских водоемов в щелочной среде (Гумбрское, Оглалинское). Месторождения этого типа отличаются высоким качеством сырья.

Описание месторождений

Присяновское месторождение первичных каолинов расположено в Днепропетровской обл. Оно занимает площадь 225 км². Месторождение приурочено к Волчанскому блоку Украинского кристалличе-

ского щита. В районе месторождения развиты кристаллические породы архея и нижнего протерозоя: биотит-плагноклазовые гнейсы, плагиограниты, микроклиновые и биотитовые граниты, мигматиты, в меньшей мере амфиболиты, биотит-гранатовые гнейсы, а также жилы аплитов, пегматитов, кварца и палеозойские дайки базальтов и порфириров. Метаморфизованные осадочные породы смяты в крупные складки северо-западного простирания. Мощность развитой на кристаллических породах древней коры выветривания от долей метра до 50 м, реже более 100 м. Кора выветривания залегает субгоризонтально, перекрывается сарматскими песчано-глинистыми отложениями и четвертичными глинами и суглинками; суммарная мощность сарматских и четвертичных образований 10—40 м. Частичный размыв расчленил образования коры выветривания на ряд залежей, площадь которых 2—5 км². В коре выветривания наблюдается вертикальная зональность (см. рис. 28). Вверху расположены нормальные первичные каолины; ниже, в тех случаях, когда выветриванию подвергались калишпатсодержащие породы (микроклиновые граниты, пегматиты и др.), залегает зона щелочных каолинов. Подстилаются щелочные каолины (а где их нет, нормальные каолины) зонами гидрослюд, дресвы и выветрелых кристаллических пород, книзу сменяющихся невыветрелыми кристаллическими породами. Нормальные каолины слагаются каолинитом и частично кварцем и гидрослюдой; акцессорные минералы — магнетит, циркон, рутил, апатит и др.; в незначительном количестве установлены гидроксиды железа, кальцит, полевые шпаты, мусковит, биотит. В зоне щелочных каолинов появляются в существенном количестве калиевый полевой шпат и слюда, содержание каолинита в связи с этим уменьшается. В верхней части зоны нормальных каолинов наблюдается подзона инфильтрации мощностью до 2—3 м; в ней развиты эпигенетические кальцит, гипс, гидроксиды железа. В первичных каолинах содержание частиц меньше 0,01 мм составляет 85—95 %; белизна отмученного каолина I сорта около 90 %, остальных сортов 68—90 %; огнеупорность 1730—1770 °С. Обогащенный каолин месторождения широко используется в фарфоро-фаянсовой, бумажной и других отраслях промышленности.

Огланлинское месторождение бентонитовых глин расположено в Туркмении. Месторождение приурочено к северному крылу Большешаханской синклинали. В районе месторождения развиты отложения верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичные. Верхнемеловые породы представлены мергелями, известняками и песчаниками. Выше залегают палеогеновые аркозовые песчаники с прослоями известняков, глинистые песчаники, алевролиты; общая мощность 110 м. Еще выше расположены среднеэоценовые мергели с прослоями глин, или, как их здесь называют, «нижние трепеловидные сланцы»; мощность слоя 9—20 м. Этот слой подстилает пласт бентонитовых глин. Мощность бентонитовых глин 2—31 м, они включают прослой и линзы мергелей и известковых глин. По простиранию пласт бентонитов прослеживается на 17 км, по падению прослежен на 100—145 м. В восточной части месторождения, в которой ведет-

ся разработка, пласт падает на северо-восток под углом 30—40°, в западной — на юго-запад под углом 60—80°. Залегание слоев преимущественно опрокинутое. Перекрываются бентонитовые глины глинами и мергелями — «верхними трепеловидными сланцами» мощностью 80 м, относимыми к среднему и верхнему эоцену, пролювиальными конгломератами и галечниками неогена и четвертичными песчано-гравийными и песчано-глинистыми отложениями. Мощность вскрыши 1,5—60 м и более. Среди пласта бентонитовых глин различают две разности: 1) белые, зеленовато-серые и светло-серые бентонитовые глины; 2) темно-серые бентонитоподобные глины. Первая разность сложена в основном монтмориллонитом и относится к бентонитам, она составляет 60—70% разведанных запасов; для второй разности характерны пониженное содержание монтмориллонита и повышенное кальцита и гипса. Для первой разности бентонитовое число составляет в основном 80—98%, содержание монтмориллонита 65—70%; кроме того, наблюдается примесь зерен санидина, плагиоклаза, листочков биотита, осколков вулканического стекла, мельчайших зерен карбоната, единичных зерен кварца, дистена, рутила и др. Структура глин пелитовая и реликтовая, витрокластическая. Глины эти активируют кислотами перед их использованием для очистки нефтепродуктов, масел, вазелина. Применяют их и в литейном деле, керамике, буровых растворах.

Б. Я. Меренков и В. Н. Разумова пришли к выводу, что бентонитовые глины возникли при изменении стекловатых туфов трахиандезитового состава в подводных морских условиях.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ И ИХ ЗАМЕНТЕЛИ

Общие сведения

Среди полевых шпатов наиболее распространены микроклин — $K[AlSi_3O_8]$, ортоклаз (состав аналогичен) и плагиоклазы, ряд которых начинается альбитом — $Na[AlSi_3O_8]$ и завершается анортитом — $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Относительно широко распространены санидин — высокотемпературная разность калиевого полевого шпата, а также апортотлаз $(Na, K)[AlSi_3O_8]$; имеется стекловидный калиево-натровый полевой шпат — адуляр. Известны ювелирные поделочные разности полевых шпатов: иризирующий лабрадор, лунный камень (иризирующий олигоклаз), солнечный камень (плагиоклаз с чешуйками гематита или слюды). Часто встречаются сростки полевых шпатов, например пертиты (проращение альбитом микроклина) и др.

Полевые шпаты используются в промышленности благодаря особенностям состава и физических свойств. По составу наибольшую ценность представляют калиевые полевые шпаты, имеющие incongruentное плавление, обеспечивающее определенный интервал спекания, что особенно ценно для керамической промышленности. Из физических свойств промышленный интерес представляют темпера-

тура плавления полевых шпатов (у калиевого полевого шпата 1170 °С, натрового 1100 °С, кальциевого 1550 °С), а также твердость, равная по шкале Мооса 6.

В связи с нехваткой полевого шпата промышленность потребляет его заменители, в том числе письменные граниты (пегматиты), аплиты, нефелины, лейцит, эффузивные породы (фопалиты, липариты, фельзит-порфиры, альбитофиры, литоидные пемзы, перлитовое сырье, вулканические туфы, обсидианы и др.), анортозиты, метаморфические породы (серицитовые сланцы, геллефлинты и др.), гидротермально-измененные породы — грейзенизированные граниты, серицитизированные и каолинизированные кислые эффузивные и интрузивные породы (фарфоровые камни), пиррофиллитизированные магматические породы, альбититы и т. п. Полевые шпаты извлекаются не только из своего классического источника — пегматитов, но и из гранитов (в том числе рапакиви), полевошпатовых песков и песчаников, щелочных каолинов. Большое значение при оценке полевых шпатов и их заменителей имеет калиевый модуль, т. е. отношение $K_2O : Na_2O$.

Полевошпатовое сырье используется в стекольной, керамической, в меньшей мере лакокрасочной, резиновой, абразивной, мыловаренной отраслях промышленности, а также при производстве синтетических полимерных и латексных материалов, эмалей, силикатных материалов автоклавного твердения, теплоизоляционных материалов типа пеностекла и др.

По калиевому модулю полевошпатовое сырье разделяется на высококалийное (модуль более 2) и сырье, для которого этот модуль не нормируется.

Стекольная промышленность — один из основных потребителей рассматриваемого сырья. Она потребляет как полевые шпаты, так и их заменители — нефелин- и кварц-полевошпатовые концентраты, кислые магматические породы и др. Для этой промышленности калиевый модуль не играет роли, а главное значение имеет содержание оксидов железа, являющихся вредной примесью. Глинозем снижает коэффициент линейного расширения и повышает химическую стойкость стекла, а также его твердость. Согласно ГОСТ 13451-77, технические условия на молотое полевошпатовое (ПШС) и кварц-полевошпатовое (КПШС) сырье представлены в табл. 4.

В керамической промышленности полевошпатовое сырье и его заменители используют для получения фаянса, электрического фарфора (тонкая керамика), художественного и хозяйственного фарфора, строительной керамики. Полевые шпаты в керамическом производстве играют роль плавня. При этом использование высококалийного сырья повышает интервал стеклообразования (спекания), что позволяет получать изделия более высокого качества, чем из натрий-кальциевого сырья. Наиболее пригодно в керамике сырье с калиевым модулем 2—3. Наличие оксидов железа вызывает нежелательную окраску, в том числе появление пятен (мушки). Требования промышленности к составу полевошпатового молотого (ПШМ), кварц-полевошпатового молотого (КПШМ) и тонкомолотого (КПШТМ) сырья, полевошпатового кускового сырья (ПШК) и кварц-полево-

Требования стекольной промышленности к качеству молотого полевошпатового сырья

Марка	Содержание (в %), не более				Область применения
	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O+Na ₂ O	SiO ₂	
ПШС-0,20-16	0,20	16	11	70	Электровacuумное и высокосортное техническое стекло
ПШС-0,25-20	0,25	20	12	65	
ПШС-0,30-20	0,30	20	12	65	Техническое стекло
ПШС-0,50-20	0,50	20	12	65	Листовое оконное стекло
ПШС-0,70-20	0,70	20	12	65	
ПШС-Н-20	Не нормируется	20	12	65	Изделия из темпозеленого и тарного стекла
КПШС-0,20-11,5	0,20	11,5	7	80	Техническое стекло
КПШС-0,20-14	0,20	14	9	75	Листовое техническое стекло
КПШС-0,30-11,5	0,30	11,5	7	80	
КПШС-0,50-11,5	0,50	11,5	7	80	Листовое оконное стекло
КПШС-0,70-11,5	0,70	11,5	7	80	Изделия из темнозеленого оконного и тарного стекла
КПШС-Н-11,5	Не нормируется	11,5	7	80	

шпатового кускового (КПШК), приведены, согласно ГОСТ 7030—75, в табл. 5.

В кусковом сырье диаметр частиц 20—200 мм, молотом до 1,25 мм, тонкомолотом до 0,063 мм. Изделия строительной керамики — отделочная и облицовочная плитка, санитарно-керамические изделия. Согласно ГОСТ 15045—78, требования к сырью в табл. 6.

Высококалийное бескварцевое полевошпатовое сырье предпочтительнее при изготовлении сварочных электродов. При производстве эмалей для покрытия чугунных и железистых изделий полевой шпат вводится в количестве 12—35 %.

Мировая добыча полевых шпатов составляет около 2,5 млн. т. Ведущие страны — США, СССР, ФРГ, Испания, Италия, Норвегия, Финляндия. Значительное число заменителей полевых шпатов добывается в Японии, Англии, СССР, Чехословакии и др. Богаты полевошпатовым сырьем Индия, Бразилия, Мозамбик и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений полевых шпатов и их заменителей выделяются следующие типы: 1) магматический, 2) пегматитовый, 3) гидротермальный, 4) выветривания, 5) осадочный, 6) эффузивно-осадочный, 7) метаморфогенный.

Таблица 5

Требования промышленности к качеству полевошпатового сырья
(производство фарфора и фаянса)

Марка	Содержание, %, не более					Область применения
	Fe ₂ O ₃	CaO+MgO	K ₂ O+ +Na ₂ O	K ₂ O:Na ₂ O	SiO ₂	
ПШМ-0,15-3	0,15	1,5	12	3	8	Художественный и хозяйственный фарфор и фаянс и электротехни- ческий фарфор
ПШМ-0,20-3	0,20	1,5	12	3	8	
ПШМ-0,20-2	0,20	1,5	11	2	8	
ПШМ-0,30-3	0,30	1,5	11	3	10	Электротехниче- ский фарфор
ПШМ-0,30-2	0,30	1,5	11	2	10	
ПШК-0,15-3	0,15	1,5	12	3	8	Художественный и хозяйственный фарфор и электро- технический фар- фор
ПШК-0,20-3	0,20	1,5	12	3	8	
ПШК-0,20-2	0,20	1,5	11	2	8	
ПШК-0,30-3	0,30	1,5	11	3	10	
ПШК-0,30-2	0,30	1,5	11	2	10	Электротехниче- ский фарфор
КПШТМ-0,20-2	0,20	2	8	2	30	
КПШТМ-0,30-2	0,30	2	8	2	30	Художественный и хозяйственный фарфор и фаянс и электротехниче- ский фарфор
КПШК-0,20-3	0,20	1,5	8	3	30	Художественный и хозяйственный фарфор и фаянс и электротехниче- ский фарфор
КПШК-0,20-2	0,20	2	8	2	30	
КПШК-0,30-3	0,30	1,5	8	3	30	Электротехниче- ский фарфор
КПШК-0,30-2	0,30	2	8	2	30	

Таблица 6

Требования промышленности к качеству кварц-полевошпатового сырья
(строительная керамика)

Марка	Содержание, %					Область применения
	Fe ₂ O ₃ , не бо- лее	CaO+MgO, не более	K ₂ O+ +Na ₂ O, не менее	SiO ₂ , не бо- лее	K ₂ O:Na ₂ O не менее	
КПШМ-0,2-0,9	0,2	2,0	8	35	0,9	Санитарно-кера- мические изделия Отделочные и об- лицовочные плит- ки и низкотемпе- ратурный фарфор
КПШМ-0,3-0,9	0,3	2,0	7	40	0,9	
КПШМ-0,2-0,5	0,2	1,5	9	30	0,5, не более	
КПШМ-0,3-0,7	0,3	2,5	7	40	0,7	Отделочные и об- лицовочные плит- ки

Среди *магматических* месторождений имеются как интрузивные, так и эффузивные. К интрузивным относятся формации лейкократовых гранитов, из которых извлекают кварц-полевошпатовые и полевошпатовые концентраты (Каричсайское в СССР, Спрус-Пайн в США); анортозитов (месторождения Норвегии); аплитов (Комадо в Японии, Бисембаевское в СССР и др.); щелочных пород (Блу-Маунтин в Канаде, Хибинская группа в СССР). Среди эффузивных формаций следует упомянуть липаритовую, фельзит-порфировую, альбитофировую, фонолитовую, обсидиановую (Армения). Если из интрузивных пород в большинстве случаев получают полевошпатовые, нефелиновые или другие концентраты, то эффузивные породы в связи с их тонкокристаллическим или аморфным строением используются в промышленности в основном полностью, без обогащения.

Пегматитовый тип — ведущий для получения высококачественного кускового полевого шпата. На полевой шпат разрабатываются как дифференцированные (зональные), так и недифференцированные пегматиты. Причем наряду с пегматитами, из которых добывается только полевой шпат или полевой шпат, письменный гранит (как заменитель полевого шпата) и жильный кварц, из некоторых пегматитовых тел получают еще и мусковит (последний на многих месторождениях — ведущий вид сырья). Кроме того, полевые шпаты добываются из редкометалльных пегматитов, а также из пегматитов несущих пьезооптическую минерализацию (кристаллы кварца, оптического флюорита).

Среди *гидротермальных* месторождений выделяется серия формаций, большинство из которых сложено горными породами, используемыми в целом для составления шихты в керамике. Следует назвать следующие формации: грейзенизированных гранитоидов (в том числе «корнвалийский камень» Англии), микроклип-альбитовых (и амзонит-альбитовых) апогранитов (полевой шпат получают попутно при разработке редкометалльных месторождений, например танталовых) и других полевошпатовых метасоматитов, в том числе кислых эффузивов (Безенгийское — кварц-полевошпатовых метасоматитов в Кабардино-Балкарии), фарфорового камня (японские «тосеки», Гусевское), каолинизированных и серицитизированных фельзолипаритов (Сергеевское) и других пород. Для всех этих пород характерно высокое отношение $K_2O : Na_2O$. В последнее время выявлен интересный тип гидротермальных адуляр-флюоритовых жил (источник адуляра и флюорита).

К месторождениям *выветривания* относятся формации щелочных каолинов, в том числе возникших при выветривании гранитов (Глуховецкое), вулканических пород (Седлец в ПНР — апотраховитовые пермские породы) и аркозовых песчаников (Хиршау в ФРГ). В промышленности используются концентраты полевого шпата из щелочных каолинов или эти породы применяются без обогащения (в шихте). Форма рудных тел — сложная линзо- и пластообразная.

К *осадочным* относятся месторождения полевошпатовых песков и песчаников морских и эоловых (дюнных). Пример — Чалганское ме-

сторожедение третичных каолин-кварц-полевошпатовых песков на Дальнем Востоке, Бирьяновское аркозовых песчаников в Башкирии и др., а также дюнных кварц-полевошпатовых песков (Дель-Монте в США).

К *эффузивно-осадочным* следует отнести месторождения пирокластов, в том числе Артенийское перлитовых песков в Армении.

Среди *метаморфогенных* месторождений наблюдаются формации гранитов рапакиви, серицитовых сланцев и геллефлинтов. В гранитах рапакиви, которые относятся к ультраметаморфическим образованиям, промышленный интерес представляют калиевые полевые шпаты, которыми богаты эти породы. В серицитовых сланцах (Усть-Кяхтинское в Бурятии) отмечается повышенное содержание калия, при этом следует иметь в виду, что в их оценке большую роль играют химические анализы, так как в некоторых случаях серицитовые сланцы часто принимают за парагонитовые (обогатенные натрием). Геллефлинты — тонкозернистые роговикоподобные породы, состоящие из кварца и полевого шпата с примесью слюд, магнетита, роговой обманки и др. Они возникают при метаморфизме кварцевых порфиров, витрокластических туфов и туффитов. Пример — геллефлинты во вскрышных породах Костамукшского железорудного месторождения.

ВОЛЛАСТОНИТ

Общие сведения

Волластонит — $\text{Ca}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ относится к пироксеноидам. В промышленности используются особенности его состава и такие свойства, как высокая белизна, высокие диэлектрические свойства, твердость 4,5—5 по шкале Мооса, плотность 2,8—2,9 г/см³.

Волластонит применяется в производстве керамики (в том числе для изготовления облицовочных плиток, столовой посуды, санитарной керамики, электроизоляторов), глазури, минеральной ваты. Кроме того, он используется как наполнитель бумаги и в качестве белого пигмента в производстве красок, пластмасс, огнеупоров, бумаги, для обмазки электродов для электросварки, в металлургии для регулировки вязкости шлаков, в абразивной промышленности.

Добыча волластонита ведется в США, Финляндии, Мексике, Индии, Кении и других странах.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений волластонита известны следующие типы: 1) *скарновый*, 2) *метаморфогенный*.

Скарновые месторождения волластонита возникают на контакте различных интрузивных пород — от кислых до основных с известняками. Форма рудных тел — линзы и штоки. Кроме волластонита на месторождениях могут как попутные или основные компоненты добываться шеелит и молибденит, а также гранат. Пример месторождений в зоне контакта гранитоидов и известняков — Кайташское, а

контакта мафитов и карбонатных пород — Уилсборо (США). Из руд Уилсборо получают волластонит и гранат.

Метаморфогенные месторождения волластонита связаны с региональным метаморфизмом. Форма рудных тел — линзы и пласты. Месторождения известны на Алдане и Байкале.

Волластонит встречается также в комплексах ультрамафит-щелочных пород и карбонатитов, но промышленного значения этот тип в настоящее время не имеет.

МАГНЕЗИТ И БРУСИТ

Общие сведения

Магнезит — магнезиальный карбонат $MgCO_3$. Если магнезит частично (до 30% минала $FeCO_3$) замещен железом, минерал называют брейнеритом. Иногда с магнезитом ассоциирует совместно с ним используемый гидромагнезит — $Mg_5(OH_2)[CO_3]_4 \cdot 4H_2O$. Брусит — природный гидроксид магния — $Mg(OH)_2$. При нагревании до 700—1000 °С магнезит теряет 92—94% CO_2 и переходит в каустический магнезит, характеризующийся гидравлическими вяжущими свойствами. После нагревания до 1450—1800 °С из магнезита получается искусственный периклаз, называемый намертво обожженным магнезитом, или зинтер-магнезитом. Его огнеупорность 2800 °С.

Основная область использования магнезита и брусита — производство огнеупоров. Огнеупоры на базе брусита экономически выгоднее и часто высококачественнее.

К числу огнеупоров, получаемых из данных минералов, относятся хром-магнезитовый, магнезит-хромитовый и периклаз-шпинелидный кирпичи, магнезитовые стаканы и вкладыши, магнезитовый порошок для наварки подин печей. Жженую магнезию применяют в кабельной промышленности, для термоизоляционного покрытия электротехнических сталей, резиновых смесей и др., а также для производства бората магния (удобрение), хлората магния (ядохимикат), реже металлического магния. Сырой магнезит применяют при производстве радиодеталей. В небольшом количестве магнезит используется бумажной (при варке целлюлозы и в качестве наполнителя пленочных покрытий бумаги) и сахарной промышленностями (для производства гидрата оксида магния, используемого при рафинировании сахара). Каустический магнезит идет в смеси с хлористым или сернокислым магнием для производства цемента Сореля, применяемого для связки органических материалов, абразивных кругов и др. Кроме производства огнеупоров брусит используется при приготовлении варочных растворов, при получении целлюлозы, варке стекол, наполнителя бумаги, в производстве магнезиальных вяжущих веществ, вискозы, синтетического каучука, покрытия сварочных электродов, красок, при обогащении урана, для изготовления различных художественных поделок. Для последнего имеют значение красивая расцветка бруситов (голубая, зеленая, розовая, палевая и др.), перламутровый блеск и способность легко поддаваться обработке.

Для огнеупорной промышленности вредными примесями в магнезите, гидромагнезите и брусите являются Fe_2O_3 , CaO и SiO_2 , что следует из технических условий и кондиций, помещенных в табл. 7.

Таблица 7

Требования к качеству магнезита и брусита

Вид продукта	Марка, сорт	Содержание, %			
		MgO, не менее	CaO, не более	SiO ₂ , не более	Fe ₂ O ₃ , не более
Спеченный магнезитовый порошок саткинский	СМ-1	46	0,8	1,2	—
	СМ-2	45	1,2	1,5	—
	СМ-3	43	2,8	2,4	—
	Магнезит савинский	I	46	0,8	1,2
Брусит кульбурский	II	45	1,2	1,5	—
	III	43,5	2,5	2,5	—
	IV	43,5	2,5	7,0	—
	I	63	1,0	1,2	0,15
Брусит кульбурский	II	63	2,0	1,8	1,00
	III	60	4,0	8,0	—
	IV	55	—	—	—

Для магнезита и продуктов Саткинского и Савинского месторождений ограничение по содержанию железа не предусмотрено, в связи с его незначительным содержанием в магнезитовых рудах.

Следует отметить, что в ряде зарубежных стран, в том числе США, большое количество соединений магния высокой чистоты получают из морской воды. Этот источник в небольшом объеме используется и в СССР.

Кроме того, в производстве магнезиальных огнеупоров у нас широко используют доломит и оливиновые породы. Например, разрабатываются дуниты на горе Соловьевой. Согласно техническим условиям на обожженный дунит марки ДО, отношение $MgO : SiO_2$ должно быть не менее 1,2; потери при прокаливании не более 0,5; пористость открытая не более 17%, а содержание MgO не менее 46%.

Мировая добыча магнезита (без СССР) составляет свыше 8 млн. т, в том числе в 1972 г. добыто (в тыс. т): в КНДР 1720, Австрии 1430, КНР (приблизительно) 1000, Греции 900, Чехословакии 615 тыс. т. Добыча магнезита ведется также в Югославии, Индии, США, ЮАР и др.

Брусит добывается в СССР, США, Канаде.

Генетические типы промышленных месторождений

Генезис месторождений магнезита весьма дискуссионный. Ведущим в классификации месторождений следует признать формационный признак, определяющий геологическую позицию месторождений, но оставляющий открытым особенности их происхождения. Среди месторождений магнезита и брусита можно выделить следующие

формации: 1) апомагнетитовых бруситов контактового происхождения, 2) аподоломитовых бруситовых руд метаморфогенных, 3) апогипербазитовых бруситовых руд метаморфогенных, 4) явнокристаллического магнетита в доломитах, 5) скрытокристаллического магнетита в доломитах, 6) магнетита-капустника, связанного с корой выветривания ультрамафитов, 7) скрытокристаллического магнетита в гипербазитах, представленного крупными залежами, 8) магнетита переотложенных кор выветривания, 9) магнетита и гидромагнетита озерных отложений, 10) брейнеритсодержащих апоультрамафитовых руд.

Формация *бруситов*, возникающих за счет магнетитов в зонах контактов их с интрузивными породами, представлена крупными месторождениями с сырьем высокого качества. Форма рудных тел главным образом линзообразная. Пример — Кульдурское и другие месторождения Малого Хингана в СССР. Контактново-метаморфический генезис их не вызывает сомнений.

Аподоломитовые бруситсодержащие руды формируются преимущественно в условиях контактового метаморфизма. Содержание брусита в них от 5—10 до 40—50%. Месторождения этого типа (20—25% брусита) разрабатываются в Канаде. Известны они и в СССР, например в Горной Шории, Узбекистане, Алдане и др. Качество руд этой формации хуже, чем апомагнетитовой; руды требуют обогащения. Апогипербазитовые бруситсодержащие руды известны в ряде районов, в том числе в Пакистане (Хиндубах). Содержание брусита здесь всего 6%. Промышленное значение этой формации не совсем ясно.

Формация *явнокристаллического магнетита* в доломитовых толщах имеет ведущее промышленное значение. Она представлена крупными месторождениями, как правило, магнетита высокого качества. Имеются, правда, и месторождения, руды которых содержат повышенное количество SiO_2 (первые проценты) и CaO (первые проценты) и требуют обогащения. Форма рудных тел — в основном пласты и линзы. Генезис спорный. Одни геологи относят их к осадочным метаморфизованным месторождениям (А. Е. Малахов, П. П. Смолин и др.), другие — к гидротермальным метасоматическим (А. Н. Заварицкий, А. Ф. Щербаков и др.). Примеры — Савинское и Саткинское месторождения.

Формация *скрытокристаллического магнетита* в доломитах развита ограниченно. Она известна на Малом Хингане в СССР, где имеются жиллообразные тела скрытокристаллического магнетита мощностью в первые метры. Генезис магнетита, вероятно, гидротермальный. Промышленное значение этой формации невелико.

Формация *магнетита-капустника* связана с корами выветривания ультрамафитов, представлена в основном мелкими месторождениями. Магнетит формирует жилы, неправильной формы включения, нередко с мелкобугристой поверхностью, напоминающие цветную капусту, в зоне выщелоченных ультрамафитов. По генезису месторождения этой формации относятся к инфильтрационным в типе выветривания. Пример — месторождение Халиловское в СССР. В на-

стоящее время они в нашей стране не эксплуатируются, в связи с ограниченными запасами, низким содержанием магнезита на горную массу и в основном невысоким его качеством. Однако за рубежом в некоторых странах, например в Югославии, данная формация имеет промышленное значение.

Формацию *скрытокристаллического магнезита* в виде сравнительно крупных залежей в гипербазитах, возможно, следует объединить с предыдущей и связать также с инфильтрационными процессами при выветривании ультрамафитов. Однако генезис ее не вполне ясен. Существует мнение об ее гидротермальном происхождении, хотя и недостаточно обоснованное. К этой формации относятся месторождения на о. Эвбея в Греции, и, возможно, некоторые месторождения Турции.

Месторождения *магнезита*, связанные с *переотложенными корами* выветривания ультрамафитов, представлены пластовыми и линзовидными залежами. Они известны на Кубе (Реденсион), в Югославии (Бранешко Поле и др.) и др. Мощность залежей от первых метров до 15 м.

Формация *осадочных* месторождений магнезита и гидромагнезита может быть представлена как озерными, так, вероятно, и морскими отложениями. К озерному типу относятся месторождения Атлин в провинции Британская Колумбия (Канада) и Нидлс в шт. Калифорния (США).

К *брейнеритовой* формации апоультрамафитовых руд относятся листвениты, тальк- и серпентин-брейнеритовые породы. В некоторых их разностях содержание железистого магнезита (брейнерита) достигает высоких значений, вплоть до почти чисто брейнеритовых разностей. Пример — месторождение Канады Делоро-Тауншип. Здесь наряду с высокобрейнеритовыми разностями, встречаются и разности, содержащие 26% талька и кварца. В магнезите содержится 11% минала $FeCO_3$.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

ГИПС И АНГИДРИТ

Общие сведения

Термины гипс и ангидрит применяют как к известным минералам — водосодержащему — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и безводному — $CaSO_4$, так и горным породам, сложенным этими минералами с примесью глинистых минералов, карбонатов, галита, а также обломочных зерен кварца и др. Тонкозернистый, обычно просвечивающий в тонких пластинках гипс, называют алебастром. Тонковолокнистые агрегаты гипса, формирующие поперечно-волокнистые прожилки, называют селенитом. Породы, сложенные гипсом, песчано-глинистым и известково-глинистым материалом, называют гажей, глино-гипсом — гачем. Имеются горные породы, сложенные двумя минералами — гипсом и ангидритом.

Рассматриваемые горные породы используются промышленно-стью с учетом особенностей как их состава, так частично и их свойств.

Одно из важнейших свойств гипса — возможность при нагревании дегидратировать и затем при затворении водой давать пластичное тесто, способное твердеть, превращаясь в искусственный камень. Кристаллизационная вода из гипса выделяется при температуре 65—70 °С, но очень медленно. При нагревании до 100—180 °С процесс протекает достаточно быстро и из гипса формируется полуводный сульфат кальция — $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$ (полугидрат). Полугидрат широко используется в промышленности. При 200—220 °С гипс превращается в искусственный ангидрит, растворимый в воде и переходящий на воздухе благодаря поглощению из него влаги в полугидрат. При температуре обжига, превышающей 350—400 °С, образуется нерастворимый ангидрит («мертвообожженный гипс»). При обжиге в условиях температур 800—1100 °С частично (до 3%) появляется свободная жженая известь — CaO . Этот продукт называют эстрихинсом; он очень медленно соединяется с водой и становится вяжущим веществом. Обжиг при температуре 1600 °С переводит весь сульфат кальция в жженую известь. Для гипса и ангидрита характерны такие свойства, как невысокая твердость (у гипса 2, ангидрита 3—3,5), способность к обработке. В ряде случаев им свойственны высокие декоративные качества.

Строительный гипс, или алебастр (термин тот же, что и для мелкозернистого вышеупомянутого гипса), получается путем обжига при температуре 130—180 °С в течение 1,5—2 ч. Из него делают перегородочные панели, плиты, сухую гипсовую штукатурку, звукопоглощающие плиты и др. Высокопрочный гипс используют для получения гипсобетона, для которого характерны быстрое схватывание, повышенная механическая прочность изделий. Формовочный гипс применяется в фарфоро-фаянсовом производстве для изготовления рабочих форм и моделей. Рабочие формы служат для формирования изделий методом литья из жидких масс (шликеров) и из пластичных керамических масс. Гипсовые вяжущие применяют для копий крупных деталей на машиностроительных заводах, по которым копировальные станки-автоматы производят изделия из металлов. В медицине высококачественный гипс применяют в хирургии и стоматологии. При производстве портландцемента применяют гипсовые (3—5%) добавки, регулирующие сроки твердения цемента. Гипс, используемый в качестве наполнителя бумаги, должен иметь белизну не ниже 98—99% и в нем не может быть примесей песка. В металлургии гипс применяют как флюс при плавке оксидных руд никеля. В сельском хозяйстве гипс используется для гипсования засоленных почв, в химической промышленности — для получения сульфата аммония, являющегося одним из туков. Кроме того, из гипса и ангидрита в ряде стран получают серную кислоту и попутно портландцемент.

Гипс используется в качестве облицовочного камня, а его разновидности — алебастр и селенит — для изготовления художест-

венных изделий. Эти изделия выполняются также из ангидрита. Из эстрихгипса изготовляют плиточные и наливные (бесповные) полы, кладочные и штукатурные растворы, строительные детали, искусственный мрамор и др. Гажу используют для получения штукатурки.

Для производства вяжущих веществ в товарном гипсе должно быть следующее минимальное содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (в % по сортам): I — 95, II — 90, III — 80, IV — 70. При производстве формовочного, высокопрочного и медицинского гипса содержание $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ в породе должно быть не менее 95%. В гипсе, употребляемом в качестве флюса в металлургии, должно содержаться (в %) S не менее 15, CaO не менее 28, SiO_2 не более 6, MgO не более 5 и CuO не более 0,03. Гипс, применяемый для облицовки, должен иметь предел прочности на сжатие не менее 1500 кПа. При этом минимальный объем блоков для получения облицовочных плит 0,2—0,4 м³, при наименьшем размере ребер 400 мм, наибольшем 1500 мм.

Мировая добыча гипса (без СССР) превышает 50 млн. т. Ведущее место принадлежит США (12 млн. т), Канаде, Франции, Англии, Испании, Италии, Ирану, Мексике, Индии.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений гипса и ангидрита выделяются следующие типы: 1) карбонатитовый, 2) выветривания, 3) осадочный, 4) фильтрационный.

Карбонатитовый тип пользуется ограниченным распространением. Пример — гипс-барит-флюоритовое месторождение Амба-Донгар в Индии. Весьма ограниченно развиты и гидротермальные концентрации гипса, в большинстве случаев носящие минералогический интерес.

К месторождениям *выветривания* относится формация гипса в кепроках соляных штоков. Месторождения этого типа обычно небольшие и развиты ограниченно. Форма залежей гипса — линзы и сложные залежи. Пример — гипсовая залежь Илецкого месторождения солей (Оренбургская обл.).

Осадочный тип месторождений является ведущим. Он представлен как гипсами, так и ангидритами, формирующими залежи пластовой формы. Во многих случаях отмечается переход залежей ангидрита в приповерхностных зонах в гипсовые. Иногда с этим связана своеобразная «тектоника», обусловленная увеличением объемов при переходе ангидрита в гипс. Примеры месторождений — Новомосковское в Тульской обл., Заларинское в Сибири.

К *фильтрационному* типу относятся месторождения глино-гипса и гипса, возникающие при воздействии сернокислотных вод на глинистые породы и известняки. Промышленное значение типа ограничено. Кроме того, к фильтрационным образованиям относятся жилки селенита в пластах сульфатов кальция.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Общие сведения

Промышленность использует различные карбонатные породы: осадочные известняки и их разновидность — мел, доломиты и их разновидность — доломитовую муку, мергели, гидротермальные травертины, карбонатные породы карбонатитовых комплексов, известковые туфы. Существует ряд классификаций карбонатных пород, в том числе кальциевых их разновидностей. Принятая в цементной промышленности СССР классификация пород, составляющих ряд известняк — глина, приведена в табл. 8.

Таблица 8

Классификация некоторых карбонатно-глинистых пород

Наименование	Содержание, %	
	CaCO ₃	CaO
Известняк	100—95	56,0—53,2
Известняк мергелистый	95—90	53,2—50,4
Мергель известковый	90—75	50,4—42,0
Мергель	75—40	42,0—22,4
Мергель глинистый	40—20	22,4—11,2
Глина мергелистая	20—5	11,2—2,8
Глина	5—0	2,8—0,0

В промышленности используется и такое образование карбонатного состава, как «ракушка», представленное еще не литифицированным осадком, состоящим из раковин и их обломков (пелеципод и других организмов).

Между известняками, сложенными преимущественно кальцитом, и доломитами, состоящими в основном из доломита, существует ряд смешанных карбонатных пород. Границы между различными разновидностями этого ряда не общепризнаны. Согласно предложению С. С. Виноградова, границей между известняками и слабодоломитизированными известняками следует считать породу, содержащую 1,2% MgO, а если в ней MgO от 4 до 10%, то ее относят к доломитовым известнякам, в многодоломитовом известняке MgO 10—17%, в сильномергелистом доломите 19,67—21,42%, в чистом доломите 21,86—21,42%.

Существует ряд переходных разновидностей между карбонатными породами различной магнезиальности и глинами (магнезиальные мергели, мергелистые доломитовые известняки и др.).

Состав карбонатных пород играет большую роль в их оценке. Для большинства отраслей промышленности наиболее благоприятен однородный состав. Неоднородность состава вызывает неспокойствие физико-механических свойств. Прослои, особенно тонкие, глинистых и песчано-глинистых пород, карстовые полости, заполненные обломочным материалом, наличие желваков кремня и другие неоднородности осложняют технологический процесс переработки сырья. В ка-

честве отрицательного явления следует отметить присутствие выделений сульфидов (пирита, марказита и др.), зерен полевых шпатов, слюд, глауконита, а в большинстве случаев и фосфата. Для некоторых отраслей промышленности (стекольной, производство белого цемента и др.) повышенное содержание железа считается вредным.

В промышленности карбонатные породы используются благодаря особенностям их состава и ряду свойств. К этим свойствам относятся механическая прочность, белизна, способность образовывать при помоле определенной формы частицы, декоративность, диэлектрические особенности, объемная масса, твердость (небольшая твердость обуславливает способность к распиловке и невысокую абразивность, но повышенную истираемость), пористость, огнеупорность и др. Карбонатные породы в процессе использования подвергаются механической обработке (дроблению, измельчению, распиловке и пр.), более глубокой термической, химической и др. Прочность карбонатных пород на сжатие в воздушно-сухом состоянии колеблется от 30—80 МПа у известняков-ракушечников, до 40—140 МПа и реже более 200 МПа. Только дроблению подвергают карбонатные породы при использовании их в качестве рваного камня — щебня и бута. При этом в оценке качества сырья большое значение имеют механические свойства, определяемые прочностью в водонасыщенном или сухом состоянии, морозостойкостью, сопротивлением удару и др., а также водопоглощением, дробимостью, коэффициентом размягчения, износом в полочном барабане и др. Например, камень, используемый в качестве щебня для бетона гидротехнических сооружений, должен иметь прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии не менее 50 МПа; дробимость в цилиндре в сухом состоянии, определяемую по потере массы через определенное время дробления, не более 10% для сооружений зоны переменного уровня воды и 14% для подводных и надводных частей сооружений; морозостойкость, определяемую числом циклов попеременного замораживания и оттаивания (в водонасыщенном состоянии), — не менее 100; объемную массу не менее 2,4—2,3 г/см³. Для щебня, используемого в дорожном бетоне, прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии для верхнего слоя покрытий дорог должна быть не менее 80 МПа, а для нижнего — не менее 60 МПа. В целом же для бутового камня в зависимости от характера использования минимальная прочность на сжатие может колебаться от 10 до 80 МПа. Распиловке подвергаются карбонатные породы для получения штучного камня — это облицовочные блоки, стеновые камни, бортовые камни, брусчатка и т. д. Кроме ряда физических (или, как их называют, физико-механических) свойств при оценке сырья для изделий этого типа учитывают выход продукции из горной массы, в ряде случаев его декоративность, а также возможности утилизации отходов, получаемых при добыче и переработке. Декоративность имеет большое значение при использовании камня для облицовки, а также для изготовления художественных изделий. Для скульптурного мрамора существенное значение имеют не только характер окраски и структура породы, но и просвечиваемость (глубина просвечиваемости, определяемая толщиной пластины,

способной к просвечиванию). Для камня, применяемого для изготовления плит для полов, большое значение имеет истираемость.

Часть карбонатных пород используется в виде так называемой крошки, диаметр частиц 0—40 мм. Например, мраморная крошка для изготовления мозаичных и декоративных строительных деталей подразделяется на три класса: 0—5; 5—10 и 10—20 мм; прочность на сжатие — не менее 50 МПа в воздушно-сухом состоянии. Мраморная крошка для изготовления декоративных штукатурок, мозаичных бетонов и растворов подразделяется на четыре класса 0,63—5; 5—10; 10—20 и 10—40 мм; минимальная прочность на сжатие 30 МПа в водонасыщенном состоянии. Крошка карбонатных пород используется и для изготовления асфальта бетонных и битумоминеральных смесей и других изделий.

В естественном молотом виде карбонатные породы применяются в сельском хозяйстве (для известкования почв, как минеральная подкормка и др.), в кабельной промышленности, для которой важна изометричность частиц и их диэлектрические свойства, в лакокрасочной промышленности, в медицине, при производстве резины, линолеума, бумаги и т. д.

Большое значение имеют карбонатные породы для производства вяжущих веществ, в том числе строительной извести и особенно цемента. Для получения строительной извести применяют известняки и доломитовые известняки; для гидравлической извести — глинистые известняки, содержащие 8—20% глинистого компонента. При обжиге известняка получается жженая известь CaO , которая при затворении с водой дает гашеную известь (пушонку). Гашеная известь при смешивании с водой дает известковое тесто, а при добавлении воды и песка — строительный раствор. Если в известняке количество глинистых веществ до 3—5%, то из такого известняка получают жирную известь, если больше — тощую известь (серую). Наличие MgO замедляет гашение. По составу к гидравлической извести (способной затвердевать в воде) близок роман-цемент. Сырье или сырьевая смесь для производства роман-цемента должны иметь гидравлический модуль (отношение $\text{CaO} + \text{MgO}$ к сумме $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) от 1,3 до 1,7, в то время как у гидравлической извести оно составляет от 1,7 до 9). Роман-цемент относится к относительно низкачественным вяжущим веществам, и его производство резко сокращено. Более ценный продукт — портландцемент, но при производстве его к сырью предъявляют ряд требований. Исходная, подлежащая обжигу минеральная смесь (шихта) должна иметь определенный состав. Обычно шихту составляют из известняка и глинистых пород — глин, суглинков, аргиллитов, лёссов и др. Иногда глинистая часть заменяется доменным шлаком, остающимся после выплавки чугуна, сланцевым коксом, золой горючих сланцев, белитовым (нефелиновым) шлаком, получаемым при извлечении из нефелина глинозема, и др. Например, применяются порфириды, можно использовать вместо глин базальты. В некоторых случаях применяются природные смеси, отвечающие составу шихты — мергели-натуралы.

Один из основных показателей нормального состава шихты — коэффициент насыщения. Упрощенная его формула следующая:

$$K_n = \frac{\text{CaO} - 1,65(\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,7\text{SO}_3)}{2,8\text{SiO}_2}$$

Этот коэффициент колеблется в пределах 0,82—0,95. Необходимо выдерживать кремнеземный (n) и глиноземный (p) модули.

$$n = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}; \quad p = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$$

Предел колебания n 1,2—3,5, p 1—2,5. Если основные компоненты шихты не обеспечивают кремнеземный модуль из-за низкого содержания SiO_2 , то в шихту вводят кварцевый песок, маршаллит, опоки, трепелы и другие кремнистые продукты; если низка железистость шихты, то добавляют богатые железом продукты: пиритные огарки, колошниковую пыль, железные руды. При низком содержании Al_2O_3 вводят бокситы и другие высокоалюминиевые продукты. Кроме того, состав шихты контролируется составом исходных пород. Для карбонатных пород и глин пределы содержания вредных примесей следующие (в %): для карбонатной породы — MgO 4, SO_3 1,3, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 1; P_2O_5 0,4; для глинистой породы — MgO 6, SO_3 5, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 3,5—4, P_2O_5 0,6, TiO_2 2.

В продукте обжига шихты — клинкере — содержание MgO должно быть не выше 4,6%, редко до 6%, TiO_2 не выше 0,3%, редко до 4—5%. В процессе обжига шихты образуются трехкальциевый силикат (аллит) — $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, двухкальциевый силикат (белит), трехкальциевый алюминат и четырехкальциевый алюмоферрит — $4\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, содержание (в %) которых соответственно 42—65; 15—50; 2—15 и 10—25. В клинкере может остаться некоторое количество CaO , поэтому ее следует связать, добавляя в клинкер продукты, способные взаимодействовать с CaO . Такие добавки называют активными или гидравлическими. К гидравлическим добавкам относятся горные породы разного генезиса: осадочного — диатомиты, трепелы, опоки и спонголиты; пирометаморфического — глиежи; вулканогенного и вулканогенно-осадочного — пемзы, туфы, туфолавы; некоторые цеолитовые породы; витролипариты и др.; выветрелые основные породы — диабазы, базальты. Кроме того, к ним относятся некоторые техногенные продукты — доменные шлаки, белитовый шлак, топливные золы, отходы керамики (битые и бракованные кирпич и черепица и др.). Кроме гидравлических добавок в клинкер добавляют гипс, регулирующий время схватывания бетона. Цемент получается в результате помола клинкера с вышеназванными добавками. После затворения цемента водой и добавок заполнителей получают бетон. В качестве заполнителей тяжелых бетонов используют гравий, песок, щебень; для легких бетонов — различные горные породы и продукты их переработки. В естественном виде легкими заполнителями являются осадочные породы — известняки-ракушечники и вулканогенные породы — вулканические шлаки, пемзы

и пумициты (пеплы). При термической обработке из осадочных пород — глин, глинистых илов и суглинков — получают керамзит, аглопорит и другие, легкие заполнители; из диатомитов и трепелов — термолит; из вермикулита, формирующегося в процессе выветривания, — вспученный вермикулит; из вулканогенного перлитового сырья (водосодержащих стекловатых пород) — вспученный перлит. Легкими заполнителями могут служить и некоторые техногенные продукты (металлургические шлаки, фосфозит и т. д.).

Существует ряд специальных видов цемента — цветные, беложгущиеся, тампонажные и др. Тампонажные цементы, используемые при бурении, получают из шихты, состоящей из известняков и бокситов. Расширяющиеся цементы готовят на основе глиноземистого цемента и гипсо-известкового сплава, а высококремнеземистые — на основе перлита. Алюмофосфатные цементы характеризуются высокой жаростойкостью. Можно получить цемент, используя красные шламы (отходы алюминиевой промышленности), феррохромовые шлаки (отходы ферросплавного производства). Имеются сульфосодержащие цементы, для получения которых используют отходы туковой промышленности (фосфогипс), и ряд других разновидностей цемента.

В химической промышленности кальциевые карбонатные породы применяются в производстве кальцинированной соды, кормового преципитата, суперфосфата, карбида кальция, едких калия и натрия, хлорной извести и др. Главное требование — высокая чистота сырья.

Известняк входит в состав стекольной шихты; основная вредная примесь здесь — хромофоры, в том числе железо, марганец и др.

Большое количество карбонатных пород используется в металлургии. Доломиты применяют как огнеупоры (в том числе смолодоломитовые), а также для извлечения магния. Кальциевые карбонатные породы широко используются в качестве флюса (в том числе при производстве чугуна и стали, глинозема, олова, свинца, никеля, меди и т. д.); при этом имеют значение не только химический состав карбонатных пород, но и их механические свойства (прочность, кусковатость), а также в производстве силикатного кирпича (как основной компонент), строительной керамики, меловых промывочных жидкостей для бурения скважин, химически осажденного мела и др.

Доломиты применяют в производстве стекла, минеральной ваты, глазури, стекольного волокна, совелита, электросталеплавильном производстве, производстве сульфитной целлюлозы, магнезальной извести, при известковании кислых почв и т. д.

Карбонатные породы используют в огромных количествах. Мировая добыча их не превышает 1,8 млрд. т/год, в том числе кальциевых пород в США более чем 360 млн. т; мировая добыча доломита 45 млн. т в год.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений карбонатных пород выделяются следующие генетические типы: 1) карбонатитовые, 2) гидротермальные, 3) выветривания, 4) осадочные, 5) подземно-водные, 6) метаморфогенные.

К *карбонатитовым* относятся месторождения кальцитовых и доломитовых карбонатитов. Пример — Ковдорское месторождение кальцевых карбонатитов, разрабатывающееся на силикатный кирпич. Форма залежей — штокообразная и жильная. Промышленное значение этого типа невелико.

К *гидротермальным* принадлежат следующие формации карбонатных пород: апоизвестняковых доломитов, жильного кальцита и травертинов. Химический состав доломитов, развивающихся по известнякам в гидротермальных условиях, обычно не выдержанный, как правило, они пригодны для изготовления бута и щебня. Форма тел сложная — штоко-, линзо- и пластообразная. Промышленное значение ограниченное. Весьма небольшое значение в настоящее время имеют месторождения жильного кальцита и доломита. Мощность жил обычно невелика — первые метры; запасы небольшие. Однако сырье химически чистое. Месторождение травертинов представлено залежами строительных травертинов (иногда их неправильно называют известковыми туфами) и ониксовидного мрамора, в основном используемого как поделочный камень. Из строительных травертинов получают облицовочный камень, а также цемент. Состав травертинов нередко анкерит-арагонитовый.

К месторождениям *выветривания* относят месторождения доломитовой муки, образующиеся при выветривании плотных доломитов. Эти месторождения известны в районе Окско-Цнинского вала Восточно-Европейской платформы. Сырье рыхлое, что позволяет применять его без помола для известкования почв. Распространение ограниченное.

Осадочные месторождения играют в рассматриваемых видах сырья ведущую роль. Промышленное значение имеют осадочные горные породы и еще не сцементированные осадки, к которым относят так называемую «ракушу» — скопление створок раковин. В СССР используют ракушу, в основном представленную раковинами кардид. Возможно, промышленное значение приобретут и известняковые подводные пески. Главное значение в добыче имеют осадочные породы — известняки, в том числе мел, доломиты, мергели. Эти породы формируют месторождения различной величины; форма залежей — в большинстве случаев пласты и линзы, а иногда и более сложная, характерная для известняковых рифов (сложные линзы, штокообразные залежи и т. д.). В некоторых случаях месторождения представлены отторженцами неправильной формы, возникновение которых связывают с оползанием крупных блоков известняков с берегов древних морей, захороненных среди более молодых отложений (олистостромы), а также блоками и глыбами, накопившимися в результате оползней, обвалов и осыпей в континентальных условиях. Известны месторождения известняковых галечников, пролювиального или аллювиального происхождения. Происхождение морских месторождений известняков органогенное или хемогенное. Пример биогенных известняков — мшанковые и серпулевые известняки мелового возраста, а также палеогеновые нуммулитовые, развитые в окрестностях Бахчисарая в Крыму. Среди доломитов наблюдаются хемо-

генные, а также биогенные, связанные с жизнедеятельностью водорослей (водорослевые рифы). Часто доломиты возникают путем замещения известняковых илов в стадии диагенеза, а некоторые доломиты формируются при замещении известняков под воздействием циркулирующих подземных вод, приносящих магний из осадочных доломитов. Заметную роль играют такие метасоматические доломиты на Щелковском месторождении под Москвой. Карбонатные породы геосинклинальных областей обычно отличаются менее выдержанной мощностью пластов, осложненных пликативными и дизъюнктивными нарушениями, залежами. Отложение чехлов платформ более выдержано по мощности и качеству. Своеобразным видом месторождений карбонатных пород служат месторождения карбонатного флиша, эксплуатируемые в районе г. Новороссийска, среди залежей которых отмечаются серия переходов от мергелей к известнякам, включая мергели-натуралы, отвечающие по составу цементной шихте (естественная шихта), а также месторождения, представленные отдельными прослоями известняков в терригенном флише (месторождения Донбасса).

К *подземноводным* следует относить известковые туфы, отложившиеся выходящими на поверхность подземными водами. Форма залежей известковых туфов линзовидная, плащеобразная. Месторождения этого типа обычно небольшие; промышленное значение их ограничено.

Метаморфогенные месторождения представлены формацией кальцитовых и доломитовых мраморов. Имеются месторождения как регионально-метаморфизованного подтипа (Кибик-Кардонское в Сибири), так и контактово-метаморфизованного (Кюелгинское на Урале). Значение метаморфогенных месторождений карбонатных пород большое.

ДИАТОМИТЫ, ТРЕПЕЛЫ, ОПОКИ, СПОНГОЛИТЫ

Общие сведения

Диатомит (кизельгур), трепел, опока (гёзы) и спонголит — опал-кристобалитовые породы. Содержание опала и кристобалита в первых трех породах 50—80% и более, глинистых минералов 10—40%, в глинистых разностях до 60%. Для всех пород характерна высокая гидравлическая активность, для первых трех — высокая фильтрационная способность, повышенная адсорбция, высокая пористость, каталитическая способность, звуко- и теплоизоляционная способности, химическая устойчивость, абразивность. Диатомитам и трепелам присуща относительно высокая огнеупорность — до 1150—1600 °С. Общая пористость (в %): диатомитов 65—92, трепелов 60—64, опок 25—55. Прочность (в МПа): диатомитов 50—300, опок до 20—30 (у кремнеподобных опок до 150—60). Удельная поверхность диатомитов 20—50 м²/г, опок до 110 м²/г, иногда более. Эффективный размер пор опок 3—5 нм и менее, диатомитов 100 нм. Активность поглощения СаО у данных пород 140—450 мг/г (у спонголитов Рава-Русского месторождения 150—398 мг/г, трепелов Фокинского место-

рождения 387—440 мг/г, опок Алексеевского месторождения 149—392 мг/г).

Рассматриваемые породы используются во многих отраслях промышленности. Все они применяются в качестве гидравлических добавок при производстве цемента. Диатомиты, трепелы и опоки используют в производстве абразивов, тепло- и звукоизоляторов, в качестве фильтров, адсорбентов и отбеливающих веществ. Из диатомитов и трепелов делают легкий кирпич и мастику. В пищевой промышленности они применяются для очистки масел, маргарина, фруктовых соков и др. С помощью этих пород (в основном опок) очищают нефтепродукты. Химическая промышленность использует эти породы в производстве ВВ (динамита). Диатомитовые порошки применяют для полировки металлов, в качестве наполнителей при изготовлении бумаги, линолеума, пластмасс, мыла, ядохимикатов.

Кроме того, они необходимы для изготовления керамики и стекла. Из диатомитов и трепелов путем обжига получают термолит — легкий и прочный наполнитель бетона.

Мировая добыча диатомитов составляет первые миллионы тонн. Ведущие страны — США, СССР, Франция. Добыча ведется в ФРГ, Марокко, Дании, Алжире и др.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений рассматриваемых горных пород можно выделить следующие типы: 1) выветривания, 2) осадочные. К месторождениям выветривания относится формация апокарбонатных трепелов, развитая в юго-восточном крыле Воронежской аптеклизы. Среди осадочных месторождений различают подтипы осадков и осадочных горных пород. К первому принадлежат месторождения диатомовых илов. Диатомовые илы слагаются панцирями диатомовых водорослей с примесью органических остатков и незначительного числа механических частиц. В 1 г сухого вещества озерных диатомовых илов Карелии содержится 150—600 млн. створок диатомей. Форма залежей озерных диатомитов — линзовидная. В настоящее время промышленное значение имеют озерные диатомовые илы (Масельское II и др.); вероятно, потенциальный источник — морские диатомовые илы. В подтипе осадочных горных пород выделяются формации озерных диатомитов (Кисатибское), морских диатомитов (Забалуйское), спонгалитов (Рава-Русское), трепелов (Закиевское, Фокинское) и опок (Алексеевское).

ЖИЛЬНЫЙ КВАРЦ, ПЕСЧАНИКИ, КВАРЦИТЫ

Общие сведения

Кварциты, песчаники и жильный кварц употребляются в различных отраслях промышленности. В тех отраслях промышленности, в которых важен химический состав рассматриваемых пород, основные требования — наиболее высокое содержание SiO_2 , а также понижен-

ные количества ряда нежелательных примесей (например, Fe_2O_3 и др.). Большое значение имеют механическая прочность, кислотоупорность, абразивность, огнеупорность, плотность, скорость перерождения в сырье низкотемпературного кварца в высокотемпературные модификации кремнезема, а также декоративные качества и блочность камня (выход блоков).

Требования к химическому составу предъявляют такие отрасли, как металлургия, стекольная и керамическая промышленности, производство сидумина и др. В металлургии высококварцевые породы применяются для получения огнеупорно-динасового кирпича и других огнеупорных изделий, а также в качестве флюса для выплавки цветных металлов и в производстве ферросплавов, медно-кремниевых и других сплавов. Для этих отраслей промышленности техническими условиями предусмотрено содержание SiO_2 , как правило, не менее 94—97%. Вредными примесями являются в основном железо, алюминий, кальций, магний. Для производства динаса предпочитают использовать кварцевые песчаники с халцедоновым цементом (по сравнению с породами с кварцевым цементом).

Высокие требования к чистоте сырья предъявляются в производстве специальных стекол методом плавки и варки, а также при получении элементного кремния. В последние годы за рубежом высококачественное особо чистое кварцевое стекло применяется для изготовления высокотемпературных реакторов с гомогенным распределением ядерного топлива, в крупногабаритных оптических телескопах, в изготовлении особо чистых кварцевых тиглей, необходимых для выращивания полупроводниковых монокристаллов, в самолето- и ракетостроении, для носовых обтекателей управляемых снарядов, приборов ночного видения, оптических локаторов, в конструкциях радарных установок, быстродействующих счетно-решающих машин и др. При использовании высококварцевого сырья в этих целях его обычно подвергают глубокому обогащению с целью удаления не только твердых включений некварцевых минералов, но и даже части газово-жидких включений. Большой интерес для этой отрасли имеет жильный кварц, в том числе особый так называемый гранулированный кварц (подвергается природной грануляции, при которой более крупные кристаллы разбиваются на отдельные микроблоки). Из некоторых чистых кварцевых песчаников и кварцитов получают обычное листовое стекло. Вредными примесями здесь являются хромофоры: железо, марганец, хром, никель, медь, уран и др. В производстве кислотостойких сооружений (башен для хранения кислот и др.) используются высококремнеземные кварциты с высокой прочностью, малой пористостью, мелкозернистой структурой и отсутствием легко разлагаемых кислотами примесей.

Песчаники и кварциты используются в качестве строительного, в том числе облицовочного камня, брусчатки, для производства щебня, бута. При этом учитываются прочность камня (у песчаников 10—370 МПа, кварцитов 100—450 МПа), а также выход блоков из горной массы, декоративные качества. Высокой декоративностью обладают, например, малиновые кварциты и песчаники месторожде-

ния Карелии. Абразивные свойства рассматриваемых пород учитывают при производстве точильных брусков, оселков для правки инструмента, дефибреров из естественного камня (для размола древесины) и т. д.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений рассматриваемых видов сырья выделяются следующие типы: 1) пегматитовые, 2) гидротермальные, 3) осадочные, 4) метаморфогенные.

Из *пегматитов* жильный кварц добывают попутно с добычей мусковита, полевого шпата и др. Жильный кварц слагает ядра в центральных частях зональных пегматитов. В СССР добыча жильного кварца из пегматитов ведется в Кольско-Карельском регионе.

Среди образований *гидротермального* типа необходимо отметить следующие формации: жильного кварца месторождений кристаллов кварца, жильного кварца месторождений металлов, собственно жильного кварца, опалитовую вулканогенную, вторичных кварцитов, метасоматических кварцитов по карбонатным породам. Жильный кварц в ряде мест добывается попутно с добычей кристаллов кварца из жил, которые являются вместилищем хрусталеносных полостей. На одних месторождениях он главный объект разработки, а кристаллы кварца добываются попутно, на других соотношение обратное. Пример месторождений этого генетического вида — месторождение Казахстана, а также ЧССР и др. Жильный кварц этого генетического вида — достаточно крупный источник кварца для варки оптических стекол. Удовлетворительного качества жильный кварц может отрабатываться и на месторождениях металлов — олова, вольфрама, бериллия и др. Однако, как правило, жильный кварц этого вида больше, чем предыдущий, загрязнен нежелательными примесями. Установлены кварцевые жилы без рудной минерализации и полостей с кристаллами кварца. В ряде мест, в том числе во многих зарубежных странах, они отрабатываются для получения оптического стекла, динаса и др. Опалитовая формация развита в СССР. Месторождения нередко комплексные: они содержат самородную серу и алунит. Фации вторичных кварцитов, обогащенные кварцем, иногда используют в керамической и других отраслях промышленности. Чистые разновидности, пригодные для варки оптических стекол, в этом генетическом виде отсутствуют. Промышленное значение вида сравнительно ограниченное. Значительным распространением, особенно среди древних толщ, и большой однородностью состава пользуются кварциты, метасоматические развившиеся по карбонатным — известнякам, доломитам, мраморам, а иногда и по другим породам. Такие кварциты относительно высокого качества известны в Сибири. В ряде случаев кварциты данного типа пригодны для использования в керамике, динасовом производстве и др.

К *осадочным* относится формация песчаников. Эти породы широко распространены, но очень разнообразны по качеству. Известны месторождения высококачественных кварцевых песчаников, пригод-

ных для стекольной промышленности, производства динаса, силумина и др. Пример — месторождение кварцитовидных песчаников палеогенового возраста в Ростовской обл. Во многих случаях химический состав песчаников неудовлетворительный и при достаточной прочности они используются как строительные материалы.

К *метаморфогенным* относятся месторождения кварцитовидных песчаников, кварцитов и некоторых метаморфизованных песчаников. Запасы месторождений нередко очень крупные; состав сырья на ряде месторождений однородный, соответствующий требованию производства динаса, а иногда он удовлетворяет и более требовательных потребителей. Для стекольного производства пригодны кварциты и кварцитовидные песчаники Черемшанского месторождения Бурятской АССР, отличающиеся высокой чистотой состава; для изготовления динаса — Овручского месторождения Украины. Высокими декоративными показателями отличаются кварциты Шокшинского месторождения Карелии.

ПЕСОК И ГРАВИЙ

Общие сведения

Для песка, гравия и других обломочных пород большое значение имеет гранулометрический состав. Границы между различными разностями обломочных пород проводятся по-разному. По одной из классификаций выделяют следующие пределы по диаметру частиц (в мм): пески — мелкий 0,25—0,1, средний 0,50—0,25, крупный 1—0,50; гравий — мелкий 2,5—1, средний 5—2,5, крупный 10—5; галька и щебень — мелкие 25—10, средние 50—25, крупные 100—50; валуны — мелкие 250—100, средние 500—250, крупные 1000—500; глыбы — более 1000. По другой классификации к глыбам относят частицы более 1500 мм, а к гравию — от 3 до 70 мм. Следует отметить, что гранулометрический состав рассматриваемой группы пород во многих случаях неоднородный, в связи с чем их называют обычно по преобладающей фракции, а в ряде случаев встречаются разнозернистые песчано-гравийные породы. В этой же группе обломочных пород следует рассматривать и глыбово-щебеночный материал, развитый вдоль горных склонов, а также маршаллит — мучнистую сыпучую кварцевую породу.

Значительное количество кварцевых песков используется благодаря особенностям их состава. К числу отраслей промышленности, чистота состава кварцевых песков для которых имеет важнейшее значение, относятся стекольная, керамическая, производство ферросилиция, карбида кремния, карборунда, жидкого стекла, силикатного кирпича, динаса, элементного кремния и т. д. Для стекольной и керамической промышленности особенно вредны элементы-хромофоры: железо, хром, титан, ванадий, никель и др. Ограничивается также содержание CaO , Al_2O_3 и некоторых других компонентов. Например, для производства оптических стекол, свинцового хрустала, увиолевого стекла (марка ООВС-010-В) Fe_2O_3 должно быть не более

0,01%, Al_2O_3 до 0,1%, SiO_2 более 99,8%; а для производства бессвинцового хрусталя и ряда других изделий марки ООВС-015-1 содержание F_2O_3 ограничивается 0,015%, Al_2O_3 0,2%, SiO_2 не менее 99,3%.

При производстве изделий тонкой керамики марок ПК-95 и ПК-93 содержание SiO_2 должно быть соответственно не менее 95 и 93%, а $Fe_2O_3 + TiO_2$ не более 0,2 и 0,3%, каолина до 1 и 2% соответственно. Для песка, используемого в производстве силикатного кирпича без помола, SiO_2 должно быть более 50%, SO_3 не более 2%, сумма щелочей в пересчете на Na_2O не более 3,6% (для пересчета содержания K_2O на Na_2O содержание K_2O в процентах умножают на коэффициент 0,7), глинистых и пылеватых частиц диаметром меньше 0,05 мм не более 10%, в том числе частиц меньше 0,005 мм не более 2%. Те же компоненты лимитируются при производстве силикатного кирпича с помолом песка, а также изделий из автоклавных бетонов. При этом для изделий из ячеистого бетона содержание SiO_2 должно быть более 90%, сумма щелочей до 0,9%, частиц меньше 0,05 мм меньше 3%, в том числе частиц меньше 0,005 мм менее 0,5%. Лимитируется также содержание органических примесей, а для песков, используемых без помола, и содержание частиц крупнее 5 мм. Однородность гранулометрического состава играет большую роль и для стекольной промышленности. Высокое содержание SiO_2 лимитируется для фильтровальных, а также абразивных песков. В качестве абразивных песков используются пески с остроугольными зёрнами. Большое значение гранулометрический состав имеет при использовании песков в качестве заполнителей бетона, в качестве балласта при строительстве железных дорог. Пески применяют в качестве отошающей добавки в глины при изготовлении кирпича и черепицы, заполнителя в асфальте, дорожных оснований при строительстве автомобильных дорог, в кладочных и штукатурных растворах, в качестве присыпного материала в производстве кровельных рулонных материалов и др. В большинстве случаев, в том числе для использования песка в качестве заполнителей бетона, вредной считается глинистая фракция песка.

В государственном стандарте по формовочным пескам к глинистой фракции относят частицы диаметром меньше 0,022 мм. В зависимости от марки предельное содержание этой фракции составляет 0,2—1,1%. Содержание SiO_2 в формовочных песках должно быть не менее 97—98,5%, а щелочей и щелочных земель в сумме не более 0,4—1%, Fe_2O_3 не более 0,2—0,6%. Среди формовочных песков выделяют три вида по характеру зёрен: округлые, полукруглые и остроугольные, а по соотношению фракций различных размеров зёрен пески делят на две категории — А и Б. К категории А относят пески с остатком на верхнем сите основной фракции большим, чем на крайнем нижнем сите, а к категории Б — пески с остатком на крайнем нижнем сите большим, чем на крайнем верхнем. По размерам зёрен песок делится в рассматриваемом стандарте на семь групп: грубый, очень крупный, средний, мелкий, очень мелкий, тонкий и пылевидный. Например, у грубых песков (группа 063) зёрна

основной фракции остаются на ситах 1 (в скобках здесь и ниже — диаметр сит в мм) 063 (0,63) и 04 (0,4); у крупных 04 (0,4), 0315 (0,315) и 02 (0,2); у пылевидных 0063 (0,063), 005 (0,05) и в тазике. Кроме того, выделяют пески со средоточенной зерновой структурой, у которых не менее 70% зерен (по массе) остается на смежных трех ситах, и пески с рассредоточенной зерновой структурой. Для формовочных песков важны хорошая газопроницаемость и достаточная огнеупорность, обусловленная высоким процентом зерен кварца.

Для разливки чугуна огнеупорность литейных песков должна быть выше 1400 °С, стали выше 1500 °С, медных, алюминиевых и магниевых сплавов выше 1200, 800 и 7000 °С (так как приведенные данные указывают на температуры, при которых осуществляется разлив литья). Среди песков для строительных работ выделяют по модулю крупности (в мм): крупные 2,5, средние 2—2,5, мелкие 1,5—2 и очень мелкие 1—1,5. Для заполнения бетона и в качестве материала для дорожных одежд используют только первые три группы, а для строительных растворов можно применять и четвертую группу. Остаток на сите 063 (т. е. с ячейками 0,63 мм) у групп с 1 по 4 составляет по массе соответственно свыше 45, 30—45, 10—30 и до 10%. При этом, если по модулю крупности песок отвечает одной группе, а по остатку на сите 063 другой, то в оценке решающую роль играет модуль крупности.

Гравий и природная щебенка используются или в естественном виде, или после дробления. Дробятся обычно валуны и глыбы, хотя в некоторых случаях из глыб можно получить и штучный камень, в том числе облицовочные доски. Гравий, щебенка и валуны оцениваются по содержанию дробленых зерен, зерновому составу, форме зерен, прочности, содержанию зерен слабых пород (в том числе мягких сланцев, выветрелых разновидностей и др.), пылевидных, глинистых и илестых частиц и по минерально-петрографическому составу. Для заполнения бетона монолитных и сборных конструкций и железобетонных конструкций дробленых зерен должно быть не менее 80% по массе, при этом под дроблеными понимаются зерна, поверхность которых околота больше чем наполовину. Определяется дробимость как следствие потери в массе после испытания в цилиндре, истираемость — по потерям массы в полочном барабане, морозостойкость — по числу циклов замораживания и оттаивания при определенной лимитируемой потере в массе. Лимитируется минимальное количество пылеватых, глинистых и илестых частиц для разных марок гравия от 1 до 2%, в том числе количество глины в комках должно быть не более 0,25%. Ограничивается число частиц игловидной и плоской (лещадной) форм. Так, для обычного щебня оно составляет (в %) не более 35, улучшенного 25 и кубовидного 15. Пределы прочности при сжатии изменяются в зависимости от марок от 40 до 100 МПа.

Песок и гравий добывают в огромных количествах, их мировая добыча измеряется миллиардами тонн; только в США она составляет около 860 млн. т.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений песков, гравия, щебенки, галечников, маршаллитов можно выделить следующие генетические типы: 1) выветривания, 2) осадочные, 3) эффузивно-осадочные.

К месторождениям *выветривания* относится формация остаточных элювиальных песков, развивающихся по песчаникам и кварцитам, и формация маршаллитов. Последние возникают в коре выветривания тонкоокварцованных карбонатных пород, а иногда и кварцитов, предварительно развившихся метасоматически по карбонатным породам.

Месторождения элювиальных песков имеют в СССР ограниченное значение; форма залежей их в основном плащеобразная; мощность непостоянная. Пример — Харгинское месторождение в Прибайкалье. Пески здесь чистые, пригодные для стекольной промышленности; мощность залежи до 5,5 м. Месторождения маршаллитов известны на Урале (Тактубайское), в Сибири (Алгуйское) и др. Залежи преимущественно плащеобразные; мощность обычно от долей метра до нескольких метров.

Среди *осадочных* месторождений имеются следующие: делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, дельтовые, морские (включая подводные и морские террасы), озерные, моренные, флювиогляциальные, эоловые, коллювиальные. К делювиальным относятся некоторые месторождения песков. Обычно это плащеобразные залежи с неоднородным гранулометрическим составом — встречается примесь глинистого материала, щебенки. Сырье месторождений используется в естественном виде или с предварительной сортировкой. Гранулометрический состав пролювиальных песков также обычно неравномерный; они формируют шлейфы у подножия гор, иногда покрывают значительные площади. Сырье используется в основном для строительных целей. Аллювиальные отложения представлены песками, гравием, галечником. Они хорошо отсортированы или представлены смесями песчано-гравийного и гравийно-песчано-галечного материала. Более хорошо отсортирован материал крупных равнинных рек. Наблюдаются русловые, пойменные и террасовые залежи, современные и древние, в том числе захороненные, т. е. перекрытые более молодыми образованиями. Аллювиальные отложения — крупный источник рассматриваемых видов сырья. Среди аллювиальных отложений встречаются хорошо отсортированные кварцевые стекольные пески. Добыча ведется как современного аллювия, включая пойменный, террасовый и русловый, так и древнего аллювия. Дельтовые пески отличаются обычно более мелкозернистым составом, нередко содержат существенную примесь пелитовой фракции.

Среди морских отложений наблюдаются песчано-гравийные, песчаные, галечниковые, валунные. В последнее время широко развилась добыча подводного песчано-гравийного материала в удалении от берега на десятки километров, так как из-за разработок прибрежно-пляжевых отложений песка и гравия нередко размываются берега. Морские отложения рассматриваемых видов сырья — один из основных источников материала для строительных целей. Озерные место-

рождения также представлены песками, песчано-гравийными образованиями, галечниками, реже валунниками. Промышленное значение этого генетического вида меньше, чем морского. Известны древние и современные морские и озерные месторождения. Среди древних морских отложений установлены месторождения высококачественных стекольных и динасовых песков (Егановское, Люберецкое). Моренные отложения сложены несортированным песчано-гравийно-валунным материалом, нередко с существенной примесью глины, суглинка или супеси; иногда глинистая фракция преобладает. Флювиогляциальные отложения представлены песчано-гравийными, песчаными, песчано-гравийно-галечниковыми образованиями. Они формируют специфические формы ландшафта — озы, камы, зандровые поля. Для европейской части СССР этот генетический тип — важный источник песчано-гравийного сырья. Эоловые образования сложены дюнными песками. Обычно мелкозернисты, песчинки хорошо отполированы; они характерны для пустынных и некоторых прибрежных районов. Коллювиальные отложения, возникшие в результате осыпей и обвалов и характерные для горных районов, представлены в основном щебенкой и глыбами горных пород. Запасы плохо отсортированного материала на месторождениях нередко значительные. Щебеночный материал преобладает в некоторых пролювиальных месторождениях.

К *эффузивно-осадочному* типу относятся отложения перлитовых песков. Пример — Артинийское месторождение Армении.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Общие сведения

Изверженные и метаморфические горные породы широко распространены в ряде регионов. В качестве естественного строительного камня эти породы применяются благодаря их высокой прочности, морозостойкости, износоустойчивости (например, для полов и лестничных плит), в ряде случаев высокой декоративности и другим свойствам. Эти породы используются в качестве рваного камня — щебня и бута. Среди щебня выделяются три группы по допустимому пределу зерен лещадной и игловатой форм: обычная до 35%, улучшенная до 25% и кубовидная до 15%. Выделяются следующие фракции щебня (в мм) по гранулометрическому составу: 5—10, 10—20, 20—40 и 40—70; по соглашению с потребителем возможна поставка фракций 3—10, 10—15, 5—15, 15—20 и более 70. По потере в массе при износе в полочном барабане выделяются четыре фракции: I — с потерей в массе до 25%, II — 25—35%, III — 35—45%, IV — 45—60%. По сопротивлению удару на копре ПМ выделяются три группы: У-75, У-50, У-40, цифра в наименовании которых соответствует условным единицам. Для щебня прочностью 140—120 МПа содержание слабых пород прочностью менее 20 МПа должно быть не более

5% по массе; для щебня прочностью 100, 80, 60 и 40 МПа не более 10%, прочностью 2—30 МПа не более 15%. По морозостойкости выделяются сорта с числом циклов не менее 15; 25; 50; 100; 150; 200 и 300 (при потере массы для сортов с числом циклом не менее 15 и 25 — не более 10%, а от 50 до 300 — не более 5%). Содержание пылевидных, глинистых и илистых частиц, определяемое методом отмучивания, должно быть не более 1% для изверженных и метаморфических пород, а для осадочных пород прочностью не менее 60—120 МПа не более 2%, прочностью не менее 20—40 МПа не более 3%. При этом количество глины в комках должно быть не более 0,25% для пород всех марок по прочности.

При получении штучного камня из изверженных и метаморфических горных пород большое значение наряду с прочностью и морозостойкостью имеет выход блоков определенных размеров из горной массы. Выделяются три основных типа блоков по размерам для стенового камня: 1 — длина 390 мм, ширина 190 мм, высота 188 мм, 2 (соответственно) — 490; 240 и 188 мм и 3 — 390, 190 и 288 мм. Кроме того, встречаются неполномерные типы с несколькими иными размерами. Морозостойкость камня должна измеряться не менее чем 15 циклами замораживания при потере прочности при сжатии не более 25%. Существенное значение имеют также прочность камня, его долговечность, объемная масса, водопоглощение (впитывание воды при атмосферном давлении), водонасыщение (способность впитывать воду при давлении до 15 МПа), вязкость и др. Для облицовочного камня очень важный фактор — декоративность. Например, высокой декоративностью характеризуются многие граниты, гранит-порфиры, лабрадориты, кварциты, мраморы и др. Для производства бортового камня морозостойкость должна быть не менее 100 циклов для изверженных пород.

Основные изверженные породы — базальты, диабазы, андезит-базальты, а также близкие к ним по составу метаморфические породы — амфиболиты, некоторые кристаллические сланцы, а иногда и некоторые глины, пригодны для петругического производства — получения плавленого камня. Оценку пригодности для петругии можно производить по химическому составу. Содержание должно быть следующим (в %): SiO_2 обычно 43,5—49, Al_2O_3 11—20, CaO 9—16, MgO 5—11, FeO 5—13, Fe_2O_3 2—7, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 1,2—5,5. Петругическим путем получают большой ассортимент кислотоупорных изделий, в том числе трубы и желоба, а также некоторые электроизоляционные и другие изделия, шары для мельниц, плиты для полов. Кроме естественного камня в петругии используют доменные шлаки с добавкой ряда продуктов (например, шлаки Новотульского завода пригодны для этих целей с добавкой 10% талька и 10% песка), а также хвосты обогащения некоторых производств (например, хвосты Кня-Шалтырского месторождения нефелиновых сиенитов). Из вулканических пород получают ряд заполнителей легких бетонов. Пемзы наряду с применением в качестве легких заполнителей бетона широко используются в качестве фильтров, абразивов и в других целях. Вспученный перлит применяется не только как заполнитель

бетона, но и в качестве фильтров, наполнителей пластмасс, в сельском хозяйстве, в качестве заполнителя штукатурки и т. п.

Кровельные, или аспидные, сланцы используются в качестве облицовочного камня (США), электроизоляционного материала, для получения керамзита, в цементной шихте, как наполнитель ряда изделий и др. Обсидианы используют для производства стекла, в качестве поделочного камня и частично для производства вспученных заполнителей бетона. Туфолавы широко применяют в качестве облицовочного и стенового камня (пример — туфолавы Арктического месторождения в Армении). Шунгитсодержащие метаморфические горные породы, в том числе низозериты, пригодны для получения вспученного легкого заполнителя бетона — шунгизита. Некоторые кислые породы используют в качестве кислотоупорного сырья, в том числе бештауниты (разновидность трахилипаритов).

Строительные камни добываются в огромных количествах. Мировая добыча пемзы превышает 10 млн. т, щебня только в США производят свыше 870 млн. т, а штучного камня около 1,6 млн. т. В качестве заполнителя бетона в США расходуется примерно 1,7 млрд. т горных пород. Мировое производство перлита — около 2 млн. т.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений рассматриваемого сырья можно выделить следующие типы: 1) магматический, 2) метаморфический.

Среди *магматических месторождений* выделяют интрузивные, эффузивные, экструзивные и эксплозивные. К интрузивным относится большое количество формаций, в том числе гранитов (Шкурлатовское), габбро, лабрадоритов (Головинское), диоритов и др. Горные породы этих формаций используются в качестве рваного и облицовочного камня. Запасы их, как правило, крупные. Форма тел полезных ископаемых — различной величины штоки, дайки, акмолиты и др. К эффузивному подтипу относятся месторождения базальтов, липаритов, перлитового сырья (Арагацкое), фонолитов, бештаунитов и др. Они используются как строительный материал, керамическое сырье и пр.

К *метаморфическому типу* относятся месторождения гнейсов и амфиболитов, глинистых сланцев и других горных пород.

ПОНЯТИЕ О ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЯХ

Драгоценные и поделочные камни могут быть представлены как отдельными кристаллами (рубин, алмаз, изумруд, хромдиопсид и др.), так и агрегатами (бирюза, селенит, хризолит, алунит, нефрит, родусит, малахит и др.) и горными породами (лабрадорит, чароитовая порода, родонит, обсидиан, лиственит, роговик, гагат, поделочный змеевик, талько-хлорит, тингуаит, цветной туф, эвдиалитовый хибинит, липарит и др.). Одни из них используются только как ювелирные или поделочные камни (изумруд, кунцит и т. п.), другие — в качестве технического камня и в других целях. Напри-

мер, рубин и алмаз — для производства фильер, в приборостроении, как абразивы; агат — для изготовления призм химических весов, ступок и пестиков к ним, подпятников для электрических и водомерных счетчиков, цапф для нивелиров, теодолитов и других приборов, нитеводителей и др.; яшма — для изготовления ступок; обсидиан — для производства стекла и т. д. Для технических целей используются во многих случаях камни менее ценные, чем для ювелирных. Поэтому различают технические и ювелирные агаты, хотя на месторождениях они обычно распространены совместно. В технике камни ценятся за свои физические и химические свойства: так, агат характеризуется высокой твердостью, вязкостью, кислотостойкостью (кроме воздействия плавиковой кислоты).

Существует ряд классификаций драгоценных и поделочных камней. Драгоценные камни нередко называют ювелирными. И драгоценные, и поделочные камни часто объединяют под общим названием — цветные камни, хотя некоторые из них не имеют окраски. Камнями-самоцветами некоторые специалисты называют только прозрачные ювелирные камни. В отдельных классификациях (например, А. И. Цюрупы и Е. Я. Киевленко) выделяется группа ювелирно-поделочных камней.

Для драгоценных камней характерны повышенная твердость, блеск, красота окраски, сильное лучепреломление и светорассеяние, прозрачность, дисперсия света, химическая стойкость, способность хорошо шлифоваться и полироваться. Существует ряд способов огранки драгоценных камней, в том числе три основных типа: бриллиантовая, ступенчатая и кабошоном; кроме того, существуют и различные смешанные формы огранки (рис. 100). Огранка камня придает ему высокодекоративный вид. Правильная огранка позволяет скрыть дефекты камня, подчеркнуть его индивидуальные достоинства. Е. Я. Киевленко классифицирует камни главным образом по стоимости.

Внутри класса драгоценных камней им выделено четыре порядка. К камням I порядка относятся алмаз, изумруд, рубин, синий сапфир; II — александрит, благородный жадеит, оранжевый, желтый, фиолетовый и зеленый сапфир, благородный черный опал; III — демантоид, благородная шпинель, благородные белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит (разновидность пирона), лунный камень (адуляр), красный турмалин; IV — синий, зеленый, розовый и полихромный турмалин, благородный сподумен (кунцит, гидденит), циркон, желтый, зеленый, золотистый и розовый берилл, бирюза, хризолит, аметист, хризопраз, пироп, альмандин, цитрин, ювелирный данбурит. Ювелирно-поделочные камни I порядка — раухтопаз, гематит-кровавик, янтарь-сукцинит, горный хрусталь, жадеит, нефрит, лазурит, малахит, авантюрин; II порядка — агат, цветной халцедон, кахолонг, амазонит, родонит, гелиотроп, розовый кварц, иризирующий обсидиан, обыкновенный опал, лабрадор, беломорит и другие, непрозрачные иризирующие полевые шпаты. К поделочным камням в рассматриваемой классификации отнесены яшмы, письменный гранит, окаменелое дерево, мраморный оникс, листовенит, обсидиан.

диан, гагат, джеспилит, селенит, флюорит, авантюриновый кварцит, агальматолит, рисунчатый кремьен, цветной мрамор.

Драгоценные камни I порядка оцениваются свыше 1500 долл. за 1 карат. Например, бирманские рубины массой свыше 5—10 карат оцениваются в 10—20 тыс. долл. за 1 карат. Драгоценные камни II порядка стоят обычно от 500—600 до 1200 долл., III порядка — от 50 до 300 долл. и IV порядка 5—40 долл. за 1 карат. Масса ювелир-

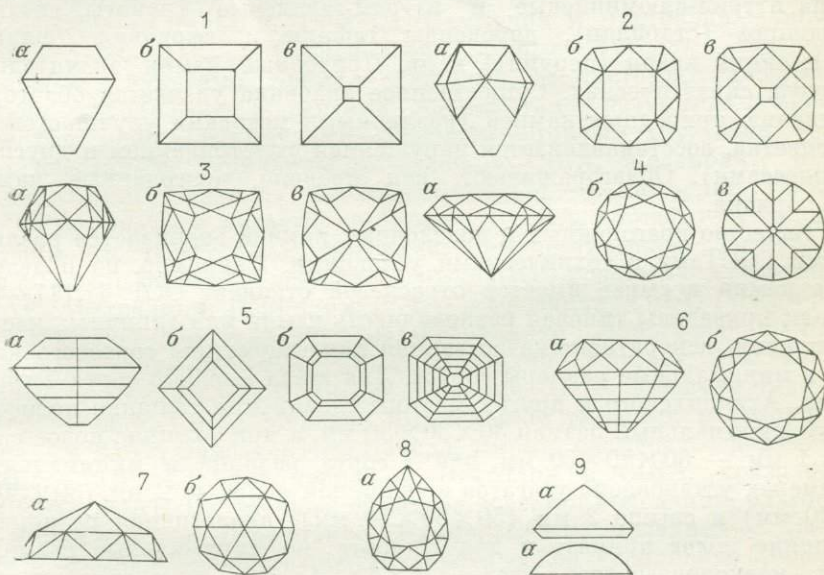


Рис. 100. Главные типы огранки драгоценных камней:

a — вид сбоку, *б* — вид сверху, *в* — вид снизу.
1, 2 — простая для мелких камней; 3 — старая бриллиантовая; 4 — современная бриллиантовая; 5 — ступенчатая; 6 — комбинированная; 7 — розой; 8 — «слезинкой»; 9 — кабошоном.

но-поделочных камней оценивается в килограммах. Стоимость ювелирно-поделочных камней I порядка 30—150 долл., реже до 1000 долл. за 1 кг, II порядка — 1—15 долл. за 1 кг. Цена поделочных камней — от 10 центов до 1,5 долл. за 1 кг.

К группе поделочных камней примыкает группа декоративно-облицовочных камней, причем у этих групп известен ряд общих видов. Следует отметить, что в связи с высокой ролью индивидуальных особенностей камня границы между группами и порядками в известной мере условны.

Определенное значение приобрели в последнее время коллекционные образцы — различные щетки и друзы кристаллов, хромитовая руда красивой подулярной текстуры, хорошо ограненные кристаллы пирита и других минералов, красивые образцы с корундом рубиновой окраски и т. д. Большинство таких образцов может добываться попутно с извлечением других полезных ископаемых. Например, красивые кристаллы пирита имеются на Березовском месторождении

золота, здесь же развиты декоративные листвениты, коллекционные хромиты — на месторождениях хрома и т. д.

В связи с большой потребностью в ювелирных камнях и ограниченностью их запасов и добычи развилось производство искусственных — синтетических ювелирных и технических камней. Выращивают не только камни, отвечающие по составу природным (рубин, сапфир, изумруд, аметист, аквамарин и др.), но и специфические типа иттрий-алюминиевые и иттрий-галлиевые гранаты, титанат стронция (старилан), двуоксиды гафния и циркония (фианиты), синий кварц (перунит) и др. Природные камни значительно дороже синтетических. Существенное значение уделяется облагораживанию природных камней (различными методами улучшается их расцветка, восстанавливается нарушенная выветриванием и другими процессами). облагораживают, как правило, драгоценные камни IV порядка.

Качество драгоценных и поделочных камней оценивается различными ГОСТами и техническими условиями. Например, на поделочные камни в сырье имеется отраслевой стандарт ОСТ 41.117—76. В нем приведены типовая разновидность камня или типичные месторождения, декоративно-качественная характеристика сортового камня и минимальные размеры сортов. Для агата высшего сорта Тиманских, Ахалцихского и других месторождений при толщине полос до 1 мм минимальный размер $30 \times 30 \times 30$ мм, а при толщине полос выше 1 мм — $50 \times 50 \times 50$ мм, для I сорта разница в минимальных размерах установлена у агатов с толщиной полос до 2 мм ($30 \times 30 \times 30$ мм) и выше 2 мм ($50 \times 50 \times 50$ мм); аналогичная разница в толщине полос принята и для II сорта, но минимальные размеры для мелкополосчатого агата $15 \times 15 \times 15$ мм, крупнополосчатого $25 \times 25 \times 25$ мм. К III сорту отнесен разнополосчатый агат с неясным размытым рисунком, минимальный размер этого сорта $25 \times 25 \times 25$ мм. Для кольского амазонита высшего сорта минимальный размер блоков $50 \times 30 \times 30$ мм, I сорта $100 \times 50 \times 50$, II сорта $40 \times 20 \times 20$ мм. Для селенита I сорта минимальные размеры (в мм) $150 \times 150 \times 100$, окаменелого дерева и джеспилита $100 \times 100 \times 100$; для головинского лабрадорита и др. высшего сорта $15 \times 15 \times 15$, I сорта $150 \times 150 \times 100$; ювелирного лазурита I сорта $10 \times 10 \times 10$; II и III — $50 \times 50 \times 50$; для малахита уральского высшего сорта $30 \times 30 \times 20$; I — $50 \times 50 \times 30$, II и III — $30 \times 30 \times 30$; офиокальцита $200 \times 200 \times 100$; родусита $50 \times 50 \times 50$; чаройта высшего сорта $100 \times 100 \times 50$, I, II и III — $100 \times 100 \times 50$ мм; нефрита ювелирного I сорта $100 \times 100 \times 50$, II сорта — $150 \times 150 \times 100$; нефрита поделочного $150 \times 150 \times 100$; обсидиана I и II сорта $150 \times 150 \times 100$; родонита высшего сорта $50 \times 50 \times 50$, I сорта $150 \times 100 \times 100$; талько-хлорита высшего сорта $400 \times 300 \times 300$, I сорта $100 \times 100 \times 100$; яшмы пейзажной, орской высшего сорта $100 \times 100 \times 100$, I сорта, а также полосчатой пятнистой яшмы I сорта $150 \times 100 \times 100$; для технической яшмы I сорта $200 \times 200 \times 100$ и т. д. Разница в оценке качества ювелирного и поделочного камня для одного минерала хорошо видна также из требований к жадеиту. Так, жадеит ювелирный (империл), густоокрашенный I сорта имеет

минимальные размеры $10 \times 10 \times 10$ мм, II и III — $5 \times 5 \times 5$ мм, а поделочный жадеит — $100 \times 100 \times 100$ и $50 \times 50 \times 50$ мм в зависимости от сорта.

Ведущие страны по добыче драгоценных камней — Бирма, США, Австралия, Колумбия, СССР, Шри-Ланка, Мозамбик, Танзания, Индия, ЮАР, Намибия, Зимбабве, Кения, Руанда, Бразилия, Уругвай, Мексика, Замбия, Таиланд, Кампучия, Гайана. В частности, Австралия славится своими благородными опалами и хризопразом, Нигерия — голубым топазом, Таиланд, Кампучия и Австралия — сафирами, Заир, ЮАР, Сьерра-Леоне, Конго, Ангола, Танзания, Зимбабве — алмазами, Кения — рубинами, аметистами, сафирами, Бирма — рубинами и жадеитами, Афганистан — лазуритом и кунцитом, Колумбия — изумрудами, Бразилия — горным хрусталем, топазом. Ювелирные турмалины добывают в США, Мозамбике, Шри-Ланке, Бирме, Бразилии, ювелирный циркон — в Кампучии, Таиланде, СРВ, топазы и красные кораллы — в США, жемчуг — в Японии, пиропа — в СССР, ЮАР, Бразилии, Демократической Республике Мадагаскар, бирюза — в Иране, США, КНР, родонит — в Танзании, ЮАР, Австралии и Кении, аметист — в Бразилии, США, ГДР, Франции, Мексике, Демократической Республике Мадагаскар, Замбии, Зимбабве, агат — в США, СССР, Бразилии, Уругвае, Индии, нефрит — в Канаде, СССР, Новой Зеландии, ПНР, кошачий глаз — в ЮАР, Индии, США, Мексике, Шри-Ланке, тигровый и соколиный глаз — в ЮАР, лабрадор — в Канаде, Бирме, окаменелое дерево — в США, СССР, розовый кварц — в Бразилии и США, хризолит — в США и ЮАР. Ограночный сфалерит известен в Испании, благородная шпинель — в Шри-Ланке, Бирме, СССР, малахит — в Заире, СССР, Замбии, скаполит — в Демократической Республике Мадагаскар, Бразилии, Бирме, благородный цоизит (танзанит) — в Танзании, эвклаз — в Бразилии, демантоид — в США, Италии, цитрин — в Бразилии, Демократической Республике Мадагаскар, Испании, Англии.

В СССР известны месторождения янтаря, чароита, родонита, хромдиоксида, оренбургских яшм, кунгурского селенита, ониксовидного мрамора, лазурита, кроме того встречаются изумруд, хризопраз, гагат, амазонит, пресноводный жемчуг, кровавик (разновидность гематита), ювелирный обсидиан, агальматолит (плотнокристаллические разновидности пирофиллита, минералов из группы каолинита и талька), эвдиалитовый хибинит, поделочный жадеит, родусит и брусититы, топаз, бирюза и многие другие поделочные и ювелирные камни.

Генетические типы промышленных месторождений

Среди месторождений драгоценных и поделочных, а также технических камней встречаются следующие типы: 1) магматический, 2) пегматитовый, 3) карбонатитовый, 4) контактово-метасоматический, 5) гидротермальный, 6) выветривания, 7) осадочный, 8) россыпной, 9) метаморфогенный.

К магматическому типу относятся формации алмаза, пиропа, хризолита и циркона в кимберлитах, пиропа в базальтовых эруптив-

ных брекчиях (в ЧССР), лабрадора в основных породах, обсидиана среди эффузивов, сапфира и циркона в щелочных базальтах и щелочных лампрофирах, эвдиалитсодержащих щелочных пород как подолочного материала, алмандина в кислых и средних эффузивах.

Пегматитовыми являются месторождения топаза и различных кристаллов кварца (цитрин, раухтопаз и др.), аквамарина, турмалина, амазонита, лунного камня (иризирующего олигоклаза), солнечного камня, кунцита и гидденита (благородные разности сподумена), письменного гранита, алмандина; все эти месторождения связаны с гранитными пегматитами. Ювелирный циркон известен в пегматитах щелочных пород и сиенитов. Месторождения хромдиоксида в ультрамафитах одни исследователи относят к пегматитам ультрамафитов, другие — к гидротермально-метасоматическим образованиям.

К *карбонатному* типу, пожалуй, следует относить месторождения хризолита (благородного оливина) в комплексах ультрамафитовых—щелочных пород и карбонатитов, где хризолит возникает при перекристаллизации породообразующего оливина и находится в клиногумит-серпофит-флогопитовых прожилках (месторождение в Сибири).

К *контактово-метасоматическим* относятся месторождения изумруда типа Изумрудных Копей Урала (контакт гранитоидов и ультрамафитов), лазурита (контакт доломитов и известняков с дайками кислых пород и реже гнейсами), рубина в магнезиальных скарнах (месторождения Бирмы) и в контактных зонах ультрамафитов, благородной шпинели (магнезиальные скарны), демантоида (в связи с ультрамафитами), данбурита (в известковых скарнах), нефрита и жадеита в ультрамафитах. Эти месторождения формируются в большинстве случаев в специфических условиях, нетипичных (кроме оговоренных в скобках) для скарнов. Они возникают в зонах контактов неравновесных по составу горных пород под действием гидротермальных растворов, являющихся средой, в которой идет обмен компонентами пород.

К *собственно гидротермальным* относят месторождения аквамарина и топаза в грейзенах, агата в эффузивах, аметиста, горного хрусталя, некоторые месторождения изумруда (в черных сланцах в Колумбии), кровавика, агальматолита, мраморного оникса (главным образом в пещерах).

К месторождениям *выветривания* относятся месторождения хризопраза в зонах выветривания ультрамафитов, малахита в зонах выветривания медьсодержащих эндогенных образований, тигрового, кошачьего и соколиного глаза в зонах выветривания месторождений амфиболовых асбестов (преимущественно крокидолит-асбеста). Специфическими являются крупнейшие месторождения благородного опала Австралии, связанные с инфильтрационными процессами при выветривании песчаников. По-видимому, близки к ним по типу и месторождения волокнистого гипса — селенита, формирующего прожилки в гипсовых породах.

К *осадочным* относятся месторождения тонкозернистого гипса (алебаstra), гагата (разновидность угля), окаменелого дерева. Боль-

шое значение имеют россыпные месторождения янтаря, пирона, сапфира, рубина, циркона, горного хрусталя, изумруда, гранатов и др. К этому же типу относятся жадеитоносные конгломераты Северной Бирмы (Хвека и др.)

К *метаморфогенным* относятся месторождения яшмы, родонита, некоторых гранатов, в том числе альмандина, поделочного родусита, лунного камня в очковых гнейсах (в Шри-Ланке), кровавика в жилах альпийского типа среди железистых кварцитов и т. п.

К специфическому типу современных органогенных образований относятся красные поделочные кораллы, жемчуг, слоновая и моржовая кость и тому подобные образования. Близка к ним по условиям возникновения и мамонтовая кость.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Общие сведения

Горючие полезные ископаемые иногда называют каустобиолитами. Это слово происходит от греческих слов: *καυστος* — горючий, *βίος* — жизнь и *λίθος* — камень. Термин свидетельствует об органическом происхождении всех горючих полезных ископаемых. Но если для углей доказано органическое и преимущественно растительное происхождение, то для нефти этот вопрос еще не решен.

Горючие ископаемые по физическим признакам разделяются на три основные группы: твердые — ископаемые угли, горючие сланцы, асфальты, озокериты, пиробитумы и др.; жидкие — нефть, конденсат; газообразные — горючие газы.

В горючие ископаемые углерод попадает из остатков животных и растительных организмов при их отмирании. Углерод из углекислоты воздуха усваивается благодаря способности хлорофилла к такой ассимиляции. Реакция, которая при этом происходит ($\text{CO}_2 = \text{C} + \text{O}_2$), требует определенной затраты солнечной энергии.

Одна часть органического вещества после отмирания организмов подвергается разложению бактериями, при этом в виде углекислого газа и метана выделяется углерод. Другая часть минерализуется, и в этом случае углерод переходит в состав минеральных соединений. Попав в метаморфическую оболочку земной коры, минеральные соединения углерода при нагревании разлагаются, в результате образуются углекислый газ и частично метан, которые снова возвращают углерод в атмосферу, в которой содержание CO_2 равно 0,03%.

Циклический процесс круговорота в природе показан на рис. 101. Конечно, это не просто круговорот по замкнутому кругу без существенного качественного изменения.

Горючие ископаемые образуют два ряда — угольный и нефтяной. В каждом из них содержание кислорода постепенно уменьшается, а углерода — возрастает. В середине (табл. 9) расположен торф, состав которого наиболее близок к составу растительных остатков. В концах рядов находятся антрацит и нефть, почти одинаково бедные кислородом и отличающиеся друг от друга содержанием водорода: в нефти его много, в антраците очень мало (см. табл. 9).

В каменных и бурых углях частично сохраняется структура исходного растительного материала и содержатся форменные элементы (скопления спор, смоляных тел и т. д.).

В угле, как и в нефти, присутствуют битумы. Битумы встречаются в природе в виде газообразных, жидких и твердых веществ как в чистом виде, так и в смеси с другими минералами. В смеси с неорга-

ническим материалом битумы образуют битуминозные породы (битуминозные известняки, песчаники и т. д.). Характерная особенность твердых и жидких битумов (чем отличаются они от углей) — способность растворяться в бензине, скипидаре, бензоле, хлороформе и сероуглероде. Углеводородные вещества, нерастворимые в этих жидкостях и обнаруживающиеся только при сильном прокаливании благодаря выделению при этом летучих веществ, называются пиробитумами (антроксолиты, шунгиты, альбертиты и др.). Пиробитумы в смеси с минеральными веществами образуют пиробитуминозные породы, к которым относятся битуминозные угли, различные горючие сланцы и т. п.

Ископаемый уголь состоит из продуктов разложения и изменения растительных остатков, образовавшихся при отмирании деревьев, кустарников и других растений. Превращение исходного растительного материала происходит в начальной торфяной стадии при участии микроорганизмов и воды, а в последующих стадиях — в условиях давления окружающих пород и сравнительно высокой температуры. Процесс углефикации протекает после образования гуминовых кислот — одной из основных составляющих органической массы торфа и неперменного компонента бурых углей. В каменных углях гуминовые кислоты переходят в нерастворимые в щелочах гумины.

Гуминовые кислоты образуют гуминовые вещества, представляющие собой аморфные образования от светло- до темно-бурого цвета.

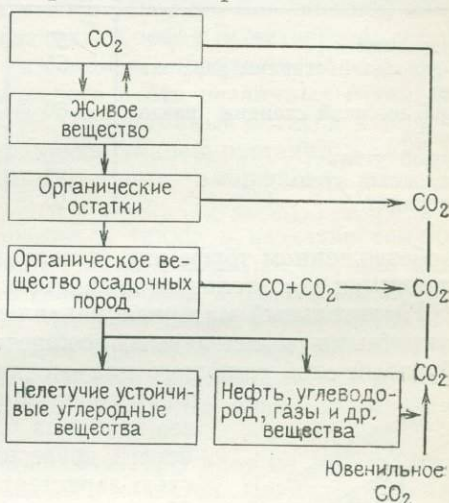


Рис. 101. Схема круговорота углерода в природе. По И. О. Броду

Элементный состав различных видов горючих ископаемых

Таблица 9

Горючие ископаемые	С	Н	O+N+S	С/Н
Антрацит	95,0	2,0	3,0	47,5
Каменные угли	82,0	5,0	13,0	16,4
Бурый уголь	70,0	5,5	24,5	12,7
Торф	59,0	6,0	35,0	9,8
Асфальт	84,5	5,7	9,8	14,8
Нефть	86,0	11,7	2,5	7,5

Теплота сгорания органической массы твердого топлива

Род топлива	Состав органической массы, %			Теплота сгорания органической массы, Q_G^r , Дж/кг
	С	Н	O+N+S	
Древесина	50	6	44	18 900
Торф малой степени разложения	55	6	39	21 000
Торф высокой степени разложения	60	5,5	34,5	23 940
Бурый уголь	70	5,5	24,5	26 040
Каменный уголь	82	5	13	33 180
Антрацит	95	2	3	35 280

В обезвоженном торфе они выполняют пространство между неразложившимся растительным веществом.

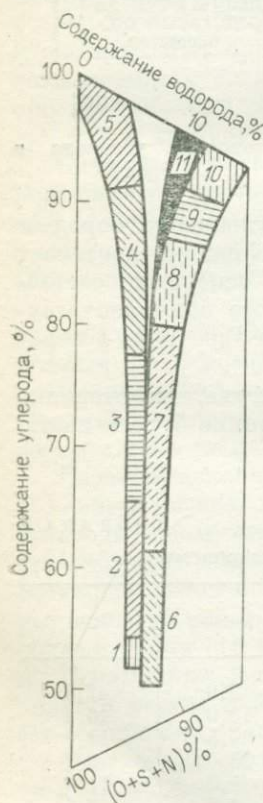
Растительный материал накапливается при зарастании водоема различными растительными сообществами. В водоеме возникают своеобразный слой гниющего ила — сапропеля, затем образования торфа в береговой зоне, далее торфообразование в более глубоких частях озера и наступление с берега древесных пород. Позднее озеро полностью зарастает и переходит в торфяное болото. Мощность торфяного слоя — от нескольких метров до 25 м.

Важная качественная характеристика торфа как топлива — теплота сгорания, по которой он занимает промежуточное положение между древесиной и бурными углями (табл. 10).

В основу общей классификации горючих ископаемых положен элементный состав. Составляющие горючую массу химические элементы, как правило, сингенетические элементы, унаследованные горючими ископаемыми от исходного вещества. Классификация А. Ф. Добрянского представлена в виде треугольной диаграммы, где на осях отложены углерод, водород и кислород (рис. 102). Горючие ископаемые располагаются в виде двух полос, имеющих на значительном протяжении линейный характер: одна из них соответствует генезису гумусовых углей с переходом от древесины к антрациту, другая — генезису горючих битумного ряда от сапропелитов до нефти.

Рис. 102. Классификационная диаграмма горючих ископаемых. По А. Ф. Добрянскому:

1 — древесина; 2 — торфы; 3 — бурые угли; 4 — каменные угли; 5 — антрациты; 6 — сапропели; 7 — сланцы; 8 — сапропелиты; 9 — асфальты; 10 — нефть; 11 — асфальтиты



ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОРФА

Торф — органогенная горная порода, состоящая из растительных остатков и содержащая в пересчете на сухое вещество не более 50% минеральных веществ. Он образуется в условиях повышенной влажности и затрудненного доступа воздуха. Торф в естественном состоянии представляет собой более или менее одородную по составу и окраске массу черного или коричневого цвета различных оттенков с естественной влажностью 86—95%. Органогенные остатки в торфе — не полностью разложившиеся продукты тканей растений в виде потерявшего клеточную структуру темного аморфного вещества (гумуса).

Торф используется как удобрение, а также в качестве топлива. Кроме непосредственного сжигания в котлах добытый тем или иным способом кусковой торф идет для газификации, а фрезерная крошка служит сырьем для изготовления бытового топлива — брикетов. Получающаяся в процессе газификации торфяная смола используется на специальных торфо-химических заводах для дальнейшей технологической переработки в высокоценные продукты: воск, пек, креолин, фенолы и др.

В меньшей мере малоразложившийся торф идет на изготовление изоплит и фасонной изоляции высокого качества. Из малоразложившегося сильновлажнотого торфа изготавливают подстилку для скота, которая затем используется как удобрение.

В медицине также применяется торф: при грязевом лечении многих заболеваний.

В СССР добыча топливного воздушно-сухого торфа достигла 100 млн. т в год.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

Особенности образования месторождений углей

Для образования углей необходимы растительный материал, определенные климатические условия и рельеф поверхности, а также соответствующие накоплению растительного материала биохимические, палеогеографические и геотектонические условия.

В древних геологических образованиях органических веществ (особенно растительных) было мало, поэтому до сих пор еще не найдены угли кембрийского или достоверно силурийского возраста. Самый древний возраст углей — нижнедевонский, к нему относятся угли Барзасского месторождения, находящегося за северо-восточной границей Кузнецкого бассейна, угли Медвежьих островов в Баренцовом море и др.

Различают два типа накопления растительного материала: автохтонный и аллохтонный. В первом случае основная масса материнского вещества угля в форме растительных остатков накапливалась

на местах современного залегания твердых горючих ископаемых. При аллохтонном накоплении твердые продукты разложения растительного материала принесены извне. Вещество переносится водой и ветром. Различают два типа аллохтонии:

1) первичная аллохтония — материнское вещество, перенесенное извне, на месте отложения превратилось в твердые горючие ископаемые;

2) вторичная аллохтония — уже образовавшиеся твердые горючие ископаемые перенесены в другое место, где они снова отложились.

Характер рельефа поверхности также важный фактор угленакопления. Накопление значительного количества растительных остатков возможно только в области пониженного рельефа с заболоченными площадями, наподобие современных торфяников. Играют определенную роль в формировании месторождений угля и биохимические условия разложения растительного вещества. Разложение отмерших растений в аэробных условиях (окислительных) происходит быстро. В условиях повышенной влажности и стоячей воды растительные остатки, главным образом под влиянием микроорганизмов (анаэробных бактерий), которые могут существовать без доступа воздуха, превращаются в торф. Различают четыре типа разложения растительного вещества, каждый из которых отличается условиями отложения остатков растений: тление, перегнивание, оторфьянение и гниение (табл. 11). Существуют органические вещества, трудно поддающиеся разложению. К ним относятся, например, смолы, воск и др., которые после всех процессов разложения остаются мало измененными, а впоследствии из них образуются специфические ископаемые угли — липтобиолиты. Трудно разлагаются также наиболее устойчивые ткани высших растений: споры, кутикулы, коровые ткани. При тлении, перегнивании и оторфьянении главная роль принадлежит аэробным микроорганизмам, а в процессе гниения — анаэробным.

В процессе формирования торфяных залежей огромное значение имеют палеогеографические условия. Процесс протекает и в условиях приморских низин, занятых речными долинами дряхлеющих рек, их дельтами, а также озерами, болотами, лагунами, нередко затопляемых мелководным морем, и в условиях континентальных равнин платформ или межгорных котловин с озерно-болотным ландшафтом.

Угленакопление происходило в эпохи медленного и длительного погружения суши, на фоне которого протекали вертикальные движения. Основной фактор, отражающий тектонические условия, — положение уровня грунтовых вод в торфянике, а также связанное с ним положение уровня вод в бассейне седиментации.

Процесс углеобразования единый и стадийный: от торфов до каменных углей и далее антрацитов. Бурые угли по сравнению с каменными углями содержат меньшее количество углерода и повышенное кислорода. Для них характерны бурая и очень редко черная черта, бурое окрашивание щелочи и густо-желтое до коричневатого бурого окрашивание раствора азотной кислоты. Сложение бурых углей часто рыхлое, их плотность изменяется от 0,8 до 1,25 г/см³. Они легко

Схема разложения органических веществ

Процессы	Отношение к кислороду	Отношение к воде	Сущность процесса	Окончательные продукты
Тление *	При свободном доступе кислорода	При наличии влаги	Полное окисление	Твердых углеродсодержащих продуктов не остается
Перегнивание *	При затрудненном доступе кислорода		Гумификация	Перегной
Оторфянение *	Сначала при свободном доступе кислорода, затем без кислорода	Вначале при наличии влаги, затем в застойной воде	Вначале гумификация, затем восстановление	Торф; твердые соединения, богатые углеродом (гумусовые вещества)
Гниение **	Без доступа кислорода	В застойной воде	Восстановление, приводящее к битуминизации	Сапрпель; твердые соединения, богатые водородом

* Процессы, которым подвержены главным образом наземные и болотные растения.

** Процессы, которым подвержены в основном водные организмы.

выветриваются и характеризуются развитием эпигенетических трещин.

Для разграничения бурых и каменных углей пользуются такими физическими свойствами, как черта, окрашивание раствора едкой щелочи (KOH) и кипящего раствора разбавленной азотной кислоты. Внешне каменные угли существенно отличаются от бурых: цвет их обычно черный; черта черная; плотность 1,26—1,35 г/см³. При повышении степени углефикации заметно изменяются цвет и отражательная способность основной массы, твердость, цвет и яркость люминесценции, а также химико-технологические свойства. Один из показателей степени углефикации — их блеск. Химико-технологические свойства каменных углей не только отличаются от свойств бурых, но и существенно разнятся между собой в пределах одной каменноугольной стадии, так как в ней встречаются угли различных генетических групп: гумусовые, сапропелевые и смешанного материала.

Наиболее углефицированы антрациты. Цвет антрацитов черный с желтоватым (золотистым), иногда с сероватым оттенком. Некоторые антрациты серого цвета. Антрациты почти всегда блестящие, сравнительно однородные. Плотность антрацита 1,36—1,65 г/см³, твердость от 2 до 4. Выход (в %) летучих веществ менее 10, водорода до 3, углерода не менее 95, азота менее 1; температура воспламенения 500—600 °С. Кокс — порошокватый.

Процесс перехода в каменный уголь и далее в антрацит называют в геологии горючих ископаемых метаморфизмом углей. Для многих бассейнов СССР (Донбасс, Кузбасс и др.) наблюдаются обеднение летучими веществами и обогащение углеродом угольных пластов с глубиной. Иногда изменение выхода летучих настолько закономерно, что можно установить градиент этого изменения; обычно на 100 м он колеблется в пределах 1—2,3%.

Под действием интрузий уголь испытывает контактовый метаморфизм. При крайней степени метаморфизма он переходит иногда в кокс и графит, причем это наблюдается при непосредственном контакте угля с интрузивным телом на расстоянии 5—10 м от контакта. Далее от контакта уголь теряет некоторое количество летучих и переходит в тощие и антрацитовые угли.

При регионально-термальном метаморфизме органическое вещество угля изменяется под воздействием теплового потока от пластовых интрузивов на больших площадях. Такой метаморфизм имеет важное значение, например, для Тунгусской угленосной провинции и отчасти Сучанского угленосного бассейна.

При динамометаморфизме гораздо большую роль играет давление, хотя одновременно на этот процесс влияет и повышение температуры.

Существует много классификаций горючих ископаемых, основы которых были заложены немецким палеоботаником Г. Потонье. Классификация Г. Потонье была существенно развита Ю. А. Жемчужниковым, который учел исходный материал и условия его превращения (табл. 12).

Классификация твердых горючих ископаемых по Ю. А. Жемчужникову

Группы	Классы	Примеры
Гумолиты (из высших растений)	I. Гумиты (лигнинно-целлюлозные плюс кутиновые элементы или смолы)	а) однородные (дюреновые, клареновые, фюзено-ксиленовые) б) полосчатые
	II. Липтобиолиты (только кутиновые элементы или смолы)	а) споровый (тасманит) б) кутикуловый (барзасит) в) смоляной (радописит) г) коровый (лопаинит)
Сапропелиты (из водорослей и животного планктона)	III. Собственно сапропелиты (сохраняются водоросли и другие планктоновые остатки)	а) борхед б) марагунит в) кеннель г) кеннель-богхед д) касьянит
	IV. Сапроколлиты (водоросли не сохраняются, превращаются в бесструктурную массу)	а) матаганский б) хахарейский

Угленосные толщи и условия их образования

Под угленосной толщей понимается комплекс осадочных пород, содержащих угольные пласты. Обычно угольная толща представлена монотонным чередованием песчано-глинистых осадков от мелко-зернистого материала до грубозернистого и галечного включительно. Слои известняков редки и в большинстве случаев не достигают значительной мощности. Наблюдаются прослои известняков, которые нередко играют роль маркирующих горизонтов. Во многих случаях установлено циклическое развитие разреза: многократное повторение сходных типов пород, чередующихся в определенной последовательности.

Среди угленосных отложений выделяются типы — геосинклинальный, платформенный и переходный от геосинклинального к платформенному. Платформенные участки земной коры характеризуются сравнительно небольшой мощностью угленосных толщ — от единиц и десятков метров до первых сотен метров, а в геосинклинальных условиях — до нескольких тысяч метров.

Г. А. Ивановым предложена генетическая классификация угленосных формаций по особенностям геотектонического режима и палеогеографической обстановки (табл. 13).

Угольный пласт

Под угольным пластом понимают комплекс осадочных слоев органического и неорганического происхождения, распространенных на значительной площади и заключенных между более или менее параллельными поверхностями напластования пород, называемыми кровлей и почвой. Угольные пласты обычно сложены несколькими слоями угля, разделенными углистыми горными породами, т. е. прослойками «пустой» породы. При отсутствии этих прослоек угольный пласт слагается сплошной массой угля. В первом случае пласт называется сложным, во втором — простым. Часть угольного пласта, заключенная между двумя породными прослоями в пластах сложного строения, называется пачкой.

В геосинклинальных бассейнах число угольных пластов иногда исчисляется сотнями, а в платформенных выражается лишь немногими единицами. Мощность угольных пластов и пропластков весьма различна и колеблется от очень тонких (несколько миллиметров) до мощных (десятки метров) и сверхмощных (до 200—300 м). Различают так называемые общие мощности угольных пластов (включая и все прослойки пустых пород) от их кровли до почвы и рабочую мощность, т. е. минимальную предельную, при которой в данных условиях (технических, экономических и др.) пласт выгодно разрабатывать.

Для характеристики бассейнов большое значение имеет коэффициент угленосности: $K = \frac{h \cdot 100}{H}$, где K — коэффициент угленосности, в %; h — суммарная мощность угольных пластов; H — мощность угленосной толщи без угольных пластов.

Другим показателем угленосности служит угленеплотность, под которой подразумевается количество угольной массы (в т), приходящееся на 1 км² площади: $K_{уп} = \frac{Q}{F}$, где $K_{уп}$ — коэффициент угленеплотности; Q — количество угля, т; F — площадь, км².

Химический и петрографический состав углей

При химических исследованиях в зависимости от их назначения проводят технический и элементный анализы. Цель технического анализа — выявить горючие части топлива. В его задачи входит определение влаги W , золы A , летучих веществ V^r , коксового остатка K^r , характеризующего спекаемость, и серы $S_{об}$. Влага и зола составляют негорючую часть угля (балласт топлива), остальные части — горючую массу.

Влага ископаемого угля бывает общая или рабочая, состоящая из внешней и внутренней, или гигроскопической. Внешняя влага при хранении добытого угля улетучивается в окружающий воздух, после чего уголь переходит в воздушно-сухое состояние. Внутренняя влага удаляется (не полностью) только при нагревании угля до температуры 105 °С. Абсолютно сухое топливо совершенно не содер-

жит влаги. Его получают путем высушивания при температуре выше 105 °С. При технических анализах определяется влажность воздушно-сухой пробы, после чего производятся пересчеты на абсолютно сухое топливо, рабочее топливо, горючую массу.

Зола — смесь минеральных веществ, остающихся после сгорания всех горючих частей топлива. Масса золы не равна массе заключающихся в топливе минеральных примесей. Считают, что она меньше на 5—10%. Например, в примесях из глинистых сланцев содержатся гидратизированные алюмосиликаты, которые отдают воду при высокой температуре сжигания топлива; примеси серного колчедана при сжигании угля образуют сернистый газ; гипс при сжигании теряет кристаллизационную воду.

Зольность углей — исключительно важный и нередко решающий качественный показатель, от которого зависит пригодность угля к использованию. Она колеблется в широких пределах: от 2 до 40% и более. Граница между углем и углистым сланцем условно принимается по содержанию золы 40%, а иногда ее до 45%. В золе нередко содержится значительное количество элементов-примесей. Так, например, в 1 т золы, получаемой после сжигания некоторых углей, содержится до 10 г серебра, около 1 г золота и 0,5 г платины, иногда в золах углей обнаруживают германий, ванадий, уран, ртуть и др., причем содержание германия достигает в углях 0,002—1%, а ванадия 0,001—0,003%.

Теплота сгорания углей — это количество тепла, выделяемое при полном сгорании единицы массы. Обычно за единицу массы считают 1 кг, а выделяющееся тепло учитывают в джоулях. Чем выше теплота сгорания, тем лучше качество энергетических углей.

Теплота сгорания определяется на рабочее (Q^p) и абсолютно сухое топливо (Q^c), на аналитическую пробу угля (Q^a) и его горючую массу (Q^f). Теплоту сгорания можно определять как непосредственно экспериментальным путем с помощью специального прибора, так и по результатам элементного анализа по эмпирическим формулам. Одна из таких формул, предложенная Д. И. Менделеевым для жидких топлив, оказывается пригодной для твердых: $Q_{\text{высш}} = 81C + 300H - 26(O - S)$ Дж/кг, где $Q_{\text{высш}}$, C, H, O, S принимаются в процентах.

Для бурых углей теплота сгорания обычно не превышает 18 900 Дж/кг, для коксующихся 36 120—36 540 Дж/кг, а для антрацитов 34 440—35 700 Дж/кг.

С ростом степени метаморфизма углей теплота сгорания вначале возрастает и достигает максимума у коксовых и отощенных спекающихся углей, а затем снижается к тощим углям и антрацитам (рис. 103).

Летучие вещества (V^f) играют большую роль в качественной характеристике угля. Под летучими веществами принято понимать смесь газо- и парообразных веществ, выделяющихся из угля в результате разложения органической массы при нагревании без доступа воздуха до 850 °С. Содержание летучих обычно вычисляется на безводный и беззольный уголь, на так называемую горячую массу.

Коксовый остаток (КГ), в котором содержится часть органического вещества и примеси, образующие золу, представляет собой твердый продукт, остающийся в тигле после удаления летучих веществ. Чтобы получить количество беззольного кокса и так называемого связанного углерода, нужно из массы коксового остатка вычесть массу золы. По характеристике нелетучего остатка можно судить в первом приближении о спекаемости углей.

В зависимости от метаморфизма углей, а также от соотношения между витреновыми, липоидными и фюзеновыми веществами спекаемость может изменяться в широких пределах. Она увеличивается при прочих равных условиях с увеличением в углях содержания витрена и липоидов.

Q^b , Дж/кг

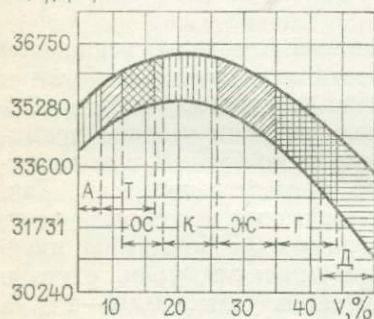


Рис. 103. Теплота сгорания различных марок донецких углей. По В. С. Крыму.

А — антрациты; Т — тощие угли; ОС — отощенно-спекающиеся угли; К — коксовые угли; Ж — паровично-жирные угли; Г — газовые угли; Д — длиннопламенные угли.

Сера входит в состав различных сернистых соединений (органическая, пиритная и сульфатная сера), содержащихся в ископаемых углях, и не зависит от метаморфизма последних. Наличие сернистых соединений всегда следует учитывать при изучении генезиса углей. Оно оказывает настолько большое влияние на их свойства, что во многих случаях этот показатель является решающим при установлении пригодности углей для различных видов практического использования.

Первый важнейший показатель сернистости углей — общее содержание серы ($S_{об}$), условно пересчитанное на сухое топливо в процентах к анализируемым углям. При сгорании серы образуется сернистый газ SO_2 , который с водой дает серную кислоту, разъедающую стенки котлов. Наличие серы в коксе повышает расход руды и снижает производительность доменной печи.

Выделены следующие промышленные группы углей по сернистости:

- I — малосернистые угли (0,5—1,5% S);
- II — среднесернистые угли (1,6—2,5% S);
- III — сернистые угли (2,6—4% S);
- IV — высокосернистые угли (более 4% S).

Элементный анализ производится для выяснения количественного соотношения (в процентах) элементного состава органического вещества углей. При этом определяют содержание углерода, водорода, кислорода, азота и органической серы*. Иногда выясняют содержание фосфора, имеющего важное значение для установления

* Вследствие ничтожного содержания органической серы она определяется очень редко.

качества коксующихся углей. Содержание его на органическую массу различно и зависит от степени обуглероживания. Количество углерода (в %): в бурых углях в среднем 60—76, в каменных 75—91, в антрацитах до 97.

Водород (H_2) повышает теплоту сгорания углей, так как при сгорании водорода выделяется тепла в 4,2 раза больше, чем при сгорании углерода. Содержание этого элемента снижается от бурых углей (4—6%) к антрацитам. В сапропелитах количество водорода 7—9 и даже 11%.

Кислород (O_2) убывает от бурых углей (10—30%) к антрацитам (1—2%). В торфе кислорода содержится около 40%.

Азот (N_2) содержится в углях в количестве от 1 до 3% и заметно уменьшается по мере повышения степени углефикации. В гумусовых углях азота больше, чем в сапропелитах.

Сера (S) органическая, связанная с углем химически, входит в состав растений, из которых образовался уголь.

Фосфор (P) содержится в углях различных бассейнов и угольных пластов очень неравномерно (в донецких 0,01—0,02%, а в углях Кузбасса до 0,1%). Фосфор — очень вредная примесь в коксующихся углях, так как он из кокса полностью переходит в чугун и резко снижает его качество. Содержание фосфора в коксующихся углях не должно превышать 0,03%.

Угольные пласты обычно петрографически неоднородны и состоят из нескольких составных частей (ингредиентов), достаточно хорошо различимых невооруженным глазом. Детально петрографический состав изучается под микроскопом.

Бурые и слабометаморфизованные каменные угли (длиннопламенные и газовые) с явно выраженной полосчатостью состоят из четырех макроингредиентов, различающихся по блеску: блестящий — витрен, полублестящий — кларен, полуматовый — дюрен и матовый — фюзен. Витрен и фюзен относятся к простым ингредиентам*, кларен и дюрен — к сложным.

В зависимости от преобладания в строении угольных пластов тех или иных ингредиентов угли обычно называются дюреновыми (матовыми), клареновыми (блестящими), дюро-клареновыми (полублестящими), кларо-дюреновыми (полуматовыми).

Технологические исследования углей проводятся для установления способности к коксованию и полукоксованию, а также на способность их обогащаться, брикетироваться, на получение из них жидкого топлива или с целью их газификации.

С повышением степени метаморфизма углей количество летучих веществ уменьшается. В бурых углях летучих веществ 55—45%, в каменных 10—50%, в антрацитах до 1—2%. Наиболее закономерно изменяется их содержание в ряду витренов: от 47% в витрене длиннопламенных углей до 1—4% в витрене антрацита.

Можно сделать общий вывод, что суммарный выход летучих веществ из петрографически неоднородных гумусовых углей и их

* Витрен и фюзен относятся к макро- и к микрокомпонентам.

микроингредиентов зависит не только от степени их метаморфизма, но и от петрографического состава. Именно поэтому выход летучих веществ не может всегда строго соответствовать степени химической зрелости углей и при сопоставлении углей нередко искажается.

Физические свойства углей

Для углей определяются цвет, блеск, плотность, твердость, хрупкость, излом, а также отдельность и макроструктура. Видимую текстуру угля также можно рассматривать в качестве физических свойств.

Плотность — важный показатель, имеющий значение для решения многих теоретических и практических вопросов. Она зависит от петрографического состава углей, степени их обуглероживания (углефикации), количества и характера минеральных примесей, количества в них влаги и от природы углей; изменяется довольно заметно: в среднем, если взять угли одинаковой средней зольности, возрастает с повышением степени углефикации — у бурых углей она равна (в г/м³) 0,8—1,25, у каменных 1,26—1,35, у антрацитов от 1,36—1,5 до 1,65. Наименьшей плотностью характеризуются липтобиолиты.

Цвет углей обычно от бурого и темно-серого до черного. Бурый цвет или оттенок зависит от низкой степени углефикации и является характерным для бурых углей и сапропелитов; каменные угли имеют черный или темно-серый цвет, антрациты — черный с желтоватым, а иногда сероватым оттенком, а некоторые антрациты темно-серый или серый. Различают также угли и по цвету черты, оставляемой на фарфоровой неглазурованной пластинке, а именно: бурые угли дают бурую черту, каменные — коричневатую-черную или темно-серую и черную, антрациты — черную и темно-серую, сапропелиты — от желтой до бурой.

Блеск (отражательная способность) углей — одно из характерных свойств. Различают оттенки блеска: смолистый (жирный), стеклянный, шелковистый. Смолистый блеск у кларена, стеклянный у витрена, шелковистый у фюзена, матовый у дюрена. Блеск усиливается по мере увеличения степени углефикации. Отражательная способность углей определяется обычно макроскопически, путем сравнения серии образцов, а также фотометрами с графическим изображением результатов измерения.

Твердость (мягкость) угля по шкале Мооса 1—3 и повышается со степенью углефикации.

Хрупкость углей определяется по степени их сопротивления раздавливанию, истиранию и удару. Наиболее хрупки фюзеновые угли, далее следуют витреновые и клареновые; наиболее стойкие — дюреновые.

Излом углей может быть раковистым, землистым, волокнистым, листоватым, занозистым, угловатым, глазковым, струйчатым, зернистым и неровным.

Электропроводность углей повышается с понижением выхода летучих веществ и возрастанием содержания углерода.

Структура углей, определяемая формой и величиной составных частей, бывает листоватой (характерной для кутикуловых липтобиолитов), полосчатой, линзовидной, штриховатой (типичной для гумусовых клареновых углей), зернистой (для дюреновых углей и богхедов), лигнитовой (для слабометаморфизованных бурых гумусовых углей) и однородной (для сапроколлитов и витренов).

Из *текстурных* признаков важна слоистость, по которой угли подразделяются на слоистые и массивные неслоистые.

Отдельность углей может быть пластинчатой, призматической, кубической и глазковой, гребенчатой и пирамидальной. Различаются также отдельности конусовидные, чечевицеобразные, шаровые, цилиндрические, осколочные, или брекчиевидные. Многие ископаемые угли разбиты системами эндогенных и экзогенных трещин.

Газы угольных месторождений

Газоносность угольных месторождений обусловлена наличием среди углей следующих газов: метана, углекислого газа, тяжелых углеводородов, азота, сероводорода и водорода.

Наиболее распространенный газ угольных пластов — метан (от 60 до 98% от массы газов). Наиболее опасное свойство метана — способность образовывать при определенном соотношении с воздухом (от 5 до 16%) взрывчатые смеси. Наибольшей взрывной силой характеризуется смесь, содержащая 9,5% метана. Воспламеняется метан при температуре 650—750 °С.

Углекислый газ иногда составляет до 25% от общего состава газов. При слабом проветривании наличие углекислого газа опасно. Газовая смесь, содержащая от 4 до 7% водорода, также взрывчата. Температура воспламенения водорода на 150—200 °С ниже, чем у метана. Содержание водорода, превышающее 0,5%, считается недопустимым.

Среди тяжелых углеводородов наибольшим развитием в углях пользуется этан. Содержание тяжелых углеводородов в отдельных пробах газа из углей может достигнуть 13—15%, что, например, имеет место в Кузбассе.

Горючие газы угольных месторождений можно попутно добывать вместе с обработкой угля.

Выветривание и самовозгорание углей

Глубина выветривания углей зависит от рельефа местности, климатических условий, угла наклона пластов, их строения и других факторов. Нередко глубина химического выветривания достигает многих десятков метров. Выветривание и окисление углей часто вызывают их самонагрев и самовозгорание, происходящие при температуре 85—100 °С — критической температуре самовозгорания углей. На пожароопасность углей влияют: угол падения, мощность

и сближенность пласта, характер обрушения вмещающих пород, тектоническая нарушенность, глубина залегания разрабатываемого пласта и горнотехнические условия. Пласты угля с углом падения менее 25° считаются малоопасными, $25-50^\circ$ — умеренно опасными, а с углом падения более 50° — опасными. Пласты мощностью менее 2 м считаются малоопасными, от 2—3 до 5 — умеренно опасными и более 3—5 м — опасными. В большинстве случаев угли самовозгораются при $80-90^\circ\text{C}$.

Промышленная классификация ископаемых углей

В промышленных классификациях ископаемых углей учитываются особенности химического состава и их технологические свойства (табл. 13).

Таблица 13

Показатели химического состава и технологических свойств ископаемых углей

Группа углей	Марка	Выход летучих (V^r), %	Содержание углерода (t^r), %	Содержание водорода (H^r), %	Теплота сгорания (Q), Дж/кг	Влажность рабочего топлива (W^p) для бурых углей (в %) и толщина пластического слоя u (в мм) для каменных углей
Бурые	Б1 Б2 Б3	42	Менее 76	5,5—6,5	28 980—30 908	$W^p > 40$ 30—40
	Д	37	76—86	5,6—6,4	30 908—33 600	< 30 $u < 6$
Каменные	Г	35	78—89	4,8—5,3	33 180—34 225	6—25
	Ж	27—35	84—90	4,5—6,0	34 252—36 249	> 21
	К	18—27	87—91	4,4—5,6	35 280—36 240	> 14
	Т	9—7	90—95	2,7—4,0	30 660—36 750	
	ОС	14—22	89—94	4,1—5,2	35 700—36 750	6—13 и менее
Антрациты	ПА	< 9	92—93			
	А 1—6	< 9	93—98	1,2—2,7	36 750—35 280	

Применительно к углям Донбасса и Кузбасса разработана в 1957 г. классификация, приведенная в табл. 14.

Использование углей в народном хозяйстве

В настоящее время угли в основном используются для сжигания, коксования, полукоксования, газификации, гидрогенизации и экстракции. Непосредственное сжигание углей в топках для получения энергии до сих пор является основным способом их использования. Для этой цели могут быть пригодны угли всех типов и марок, если содержание в них золы не слишком высокое. Часть высокозольных углей сжигается в виде пыли с вдуванием в топки котлов через форсунки. Такой вид сжигания обеспечивает более полное сгорание

Сравнительная характеристика классификационных показателей для углей Донбасса и Кузбасса *

Марка угля	Донбасс		Кузбасс	
	Выход летучих веществ, %	Пластичный слой, мм	Выход летучих веществ, %	Пластичный слой мм
Длиннопламенный — Д	≥ 37	—	> 37	6—16 (группа Г6)
Газовый — Г	≥ 35	6—15 (группа Г6) 16—25 (группа Г6)	> 37	17—25 (группа ПГ)
Газовый жирный — ГЖ	Не предусмотрен		30—37 (группа ГЖ26)	6—26
Жирный — Ж	35—27	8—20 (группа Ж8) ≥ 21 (группа 11)	> 33 ≥ 33 и менее	
Коксовый жирный — КЖ	27—18	≥ 21 и более	26—30	14—25 (группа КЖ14) 6—13 (группа КЖ6)
Коксовый — К	27—18	14—20	< 17—25	13—25 (группа К13) 10—12 (группа К10)
Коксовый второй — К2	Не предусмотрен		< 17—25	6—9
Отощенный спекающийся — ОС	22—14	6—13 (группа ОС6)	17	6—9
Слабоспекающийся — СС	Не предусмотрен		26—37 (группа 1СС), 17—25 (группа 2СС)	—
Тощий — Т	17—9	—	17	—

* Для выделения углей марок Д, СС, Т учитывается характер нелетучего остатка: порошкообразный, слипшийся слабоспекающийся.

угля при меньшем его расходе в сравнении с кусковым углем. Сжигание низкосортного угля в топках производится нередко в форме брикетов, т. е. плиток спрессованных из рассыпающихся углей (в основном бурых) с добавлением битумов, как связывающих веществ.

Коксование основано на способности коксующихся сортов углей или их смесей при нагревании до 750—1100 °С без доступа воздуха давать твердый остаток — кокс, а также побочные продукты. Главный потребитель кокса — металлургическая промышленность. Для коксования используются неокисленные каменные угли. Ранее для этого применялись только коксовые угли, а в настоящее время и угли различных марок (от ГЖ до ОС). В процессе коксования кроме конечного остатка — кокса получают деготь (смолу), аммиачную

воду и газ. Смола и газ служат исходным материалом для изготовления различных химических продуктов: взрывчатых веществ, сахара, карболовой кислоты, лекарственных веществ и др. Аммиачная вода идет на изготовление азотной кислоты.

Полукоксование основано на свойстве углей при нагревании до 500—600 °С разлагаться на газ, деготь и подсмольную воду с конечным твердым остатком — полукоксом. Решающий показатель в характеристике углей, идущих для полукоксования, — выход дегтя как сырья для получения искусственного жидкого топлива (бензина, керосина, масел). Каменные угли дают выход дегтя от 5 до 15%, бурые до 25%, сапропелиты до 30% и более из расчета на обезвоженный уголь. Полукоккс и газ, получаемые при полукоксовании, используются главным образом как высококачественное топливо. При переработке углей (газификации) образуемые газы идут на промышленные и бытовые цели. В зависимости от видов переработки получают газы: коксовальный, полукоксовальный, смешанный, генераторный. Для углей, предназначенных для газификации, большое значение имеют их прочность, склонность к растрескиванию при сушке и термическая устойчивость.

Гидрогенезация (получение искусственного жидкого топлива) проводится путем воздействия на уголь водорода в присутствии катализаторов, в результате чего получается выход жидких горючих до 70% от горючей массы. Для этого применяются только малозольные, в основном битуминозные угли.

Экстракция (получение горного воска) производится из битумов бурых углей. Основным показателем при оценке углей, идущих для этой цели, являются не только общий выход битума, но и главным образом содержание воска и качественная его характеристика.

Классификация углей по степени их использования в промышленности (по Ю. А. Жемчужникову) приведена в табл. 15.

Угольные бассейны, месторождения, угленосные площади и провинции

Угольный бассейн — это площадь в сотни и тысячи квадратных километров сплошного или прерывистого развития угленосных отложений с подчиненными им пластами угля, образовавшимися в результате единого геолого-исторического процесса. *Угольное месторождение* — часть бассейна (например, Кемеровское или Прокопьевское месторождения Кузнецкого бассейна) или обособленная, небольшая по площади (десятки, реже сотни квадратных километров) и запасам угля часть земной поверхности (например, месторождения угля восточного склона Урала).

Иногда употребляют термин «угленосный район». Это совокупность угольных месторождений, как правило разобщенных в результате тектонических или эрозионных процессов.

Громадные угленосные площади, на которых не доказано непрерывное развитие угленосных отложений с подчиненными пластами угля, называют угленосными площадями, или областями.

Промышленная классификация углей. По Ю. А. Жемчужникову

Направление использования	Промышленный класс углей	Вид углей	Подвиды углей	Примеры
Химико-технологическое	Экстракционные	Землистые бурые угли и слоистые (украинские) богхеды	1. После экстракции брикетируемые	Украинские бурые угли; хахарейский слоистый богхед
	Перегонные	Сапропелиты, липтобиолиты, богатые кутином, спорином и суберином; каменные угли	2. После экстракции перегоняемые	Иркутские сапропелиты; подмосковный сапропелит и др.
Металлургические	Коксовые	Каменные угли	1. Коксующиеся самостоятельно 2. Коксующиеся в смеси с отощающими присадками 3. Коксующиеся в смеси с жирными присадками 4. Угли, служащие жирной присадкой 5. Угли, служащие тощей присадкой	Донецкие и кузнецкие угли Некоторые тощие; доменные каменные угли Волковский пласт Кузбасса
Энергетические	Непосредственно сжигаемые	Всевозможные угли	1. Брикетирующиеся без связывающего материала 2. Брикетирующиеся со связывающим материалом	

Кроме того, А. К. Матвеев выделяет угленосные провинции, под которыми понимает обширные (многие тысячи квадратных километров) площади углеобразования, охватывающие ряд разновозрастных бассейнов и месторождений, связанных единством образования и последующих изменений.

Еще в 1937 г. академик П. И. Степанов установил, что в осадочной оболочке земной коры, начиная с девона, когда появились первые промышленные скопления углей, выделяются три максимума угленакопления: верхнекарбово-пермский (38,1% мировых запасов углей), юрский (4%), верхнемеловой — третичный (54,4%). Позже, в результате новых открытий и разведки месторождений, А. К. Матвеев и Н. Г. Железнова (1970 г.) установили следующее распределение запасов углей (в %): в девоне 0,001, карбоне 21, перми 27, триасе 0,04, юре 16, мелу 24, палеогене и неогене 14,6.

Донецкий каменноугольный бассейн, расположенный на юге европейской части страны, — основной поставщик энергетических и технологических углей для высокоразвитой промышленности Украины и прилегающих областей других республик. Площадь Донбасса, занимающего часть Днепровско-Донецкой впадины и всю область развития Донецкого складчатого сооружения, 70 тыс. км², из них на 25 тыс. км² продуктивные отложения каменноугольного возраста выведены на дневную поверхность, что значительно упрощает добычу угля.

В геологическом строении Донбасса принимают участие породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Разрез отложений палеозоя и мезозоя характеризуется многочисленными перерывами, которые сопровождаются выпадением целых стратиграфических подразделений.

В пределах Донецкого складчатого сооружения выделяется ряд крупных линейных складчатых структур, вытянутых в субширотном направлении. Основные структуры — главная антиклиналь с примыкающими к ней с севера главной синклиналью и с юга первой южной синклиналью. Крупное Ровенецкое поперечное поднятие расчленяет эти структуры на западную и восточную части, замыкающиеся у Ровенецкого поднятия.

Пликативные структуры сопровождаются многочисленными разрывными нарушениями и осложнены рядом взбросов и надвигов, параллельных направлению складчатости. Поперечные поднятия, как правило, сопряжены с параллельными им взбросами. Значительная тектоническая нарушенность, особенно в полосе мелкой складчатости, препятствует отработке угольных пластов. Промышленная угленосность приурочена к южному и северному бортам Днепровско-Донецкой впадины и Донецкому складчатому сооружению.

Нижнекаменноугольные отложения мощностью 1300—3000 м слагаются внизу известняками, а выше песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и углей. Угленасыщенность среднекарбовых отложений максимальна; мощность 2200—7000 м; представлены они песчано-глинистыми породами с пластами известняков и углей. Верхнекарбовые отложения сложены также песчано-глинистыми

породами с прослоями известняков и углей; мощность их 600—2500 м.

В отложениях карбона установлено около 300 угольных пластов и пропластков. Около 50 пластов имеют мощность от 0,5 до 2 м и являются объектами эксплуатации. Угольные горизонты распределены в разрезе равномерно, а по площади они приурочены к отдельным структурам. По степени угленосности различные свиты не равноценны. Так, например, свиты нижнего карбона угленосны только на западе (Западный Донбасс). Свиты C_2^1 и C_2^2 слабо угленосны на всей площади Донбасса. Свита C_2^3 имеет максимальную угленосность к западу от Ровенецкого поднятия, а свита C_4^2 — к востоку. Угленосность свиты C_5^2 практически одинакова по всей площади Донбасса. Горно-геологические условия отработки запасов в общем удовлетворительные. Главные неблагоприятные факторы — газоносность и значительная нарушенность угольных пластов. При разработке глубокозалегающих горизонтов (глубже 500—700 м) начинают проявляться внезапные выбросы угля, газа и пород.

Канско-Ачинский бассейн занимает широкое поле юрских угленосных отложений, распространенных на юге Сибири. Площадь бассейна с неглубоким залеганием угленосных отложений около 50 тыс. км². Наличие сверхмощных угольных пластов (50—100 м), их неглубокое залегание обусловили большие запасы и благоприятные возможности для открытой добычи.

Большая часть Канско-Ачинского бассейна расположена в Красноярском крае и занимает наиболее заселенную южную часть его территории. В центре бассейна находится г. Красноярск, бассейн в широтном направлении пересекается Сибирской железнодорожной магистралью. На базе углей этого бассейна намечено создать наиболее значительные тепловые электростанции.

По геолого-тектоническим особенностям в бассейне выделены следующие геолого-промышленные районы: Итат-Боготольский, Чулымо-Сережский, Балахтинский, Приенисейский, Рыбнинский, Саяно-Партизанский, Абаканский. Каждый район приурочен к определенной тектонической структуре.

Стратиграфическое деление угленосной толщи различно для восточной (Канской) и западной (Ачинской) частей. Описание стратиграфии дается в основном для Ачинской части бассейна, расположенной в краевой части молодой Западно-Сибирской платформы. В геологическом строении бассейна принимают участие разнообразные комплексы пород от архейских до современных отложений. Многочисленными исследованиями установлено наличие архейских, протерозойских, палеозойских, мезозойских и четвертичных отложений. Они представлены осадочными породами, а также метаморфическими и вулканогенными образованиями. Древние отложения — архейские, протерозойские, частично нижнепалеозойские — сильно дислоцированы и метаморфизованы. Они слагают складчатый фундамент восточной части бассейна, расположенной на древней Сибирской платформе. Гораздо слабее дислоцированы и метаморфизованы

средне- верхнепалеозойские толщи, которые представляют собой фундамент молодой Западно-Сибирской платформы.

Угленосную формацию слагают осадки юрского возраста. Юрские угленосные отложения залегают несогласно на размытой поверхности в понижениях рельефа докембрийских и палеозойских пород и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, песками, глинами и галечниками с подчиненными им пластами угля. Мощность юрских отложений колеблется в зависимости от рельефа фундамента от 120 до 1800 м. Накапливались они в континентальных платформенных условиях.

Юрские отложения Ачинской части бассейна расчленяются на три свиты: макаровскую, итатскую и тягинскую. Макаровская свита (мощность 50—100 м) представлена грубообломочным материалом, вплоть до конгломератов; в центральных частях бассейна преобладают песчано-глинистые отложения с пластами угля. Итатская свита (мощность 160—570 м) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами и содержит мощные пласты угля. В восточной части бассейна итатской свите соответствует бородинская. Тягинская свита (мощность до 100—200 м) сложена песчано-глинистыми осадками и содержит маломощные пласты угля.

Меловые отложения развиты лишь в западной части бассейна. Мощность их 100 м. Выражены они преимущественно глинистыми песчаниками, которые переслаиваются с песками и глинами. Кайнозой представлен палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями. Из четвертичных отложений наиболее полно распространены покровные аллювиально-делювиальные и аллювиальные образования (мощность до 5—10 м, реже более 50 м).

Тектоническое строение Канско-Ачинского бассейна неоднородное, что обусловлено положением его на стыке трех крупнейших структурных областей: Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области. Большая часть бассейна является платформенной и характеризуется почти горизонтальным залеганием слабометаморфизованных юрских угленосных отложений. Юрские отложения сохранились в виде отдельных разрозненных неглубоких мульд. Преобладают широкие мульды, разделенные пологими антиклинальными поднятиями. Дизъюнктивные нарушения в юрских породах проявляются слабо. Углы наклона слоев в основном 2—5°, но вблизи горных хребтов (Саяно-Партизанский район) возрастают до 50—60°. Дизъюнктивные дислокации выражены в основном в виде незначительного смещения пластов.

Угленосность отложений среднеюрского комплекса связана главным образом с бородинской свитой и с верхней половиной разреза итатской свиты. Эта часть разреза характеризуется более высокой угленосностью. Свита содержит от 3 до 35 угольных пластов, большая часть которых имеет рабочую мощность. Средняя суммарная мощность угольных пластов от 4 до 97 м. Такая высокая угленосность объясняется широким распространением мощных угольных пластов. Средняя мощность главного угольного пласта по бассейну 21 м, а максимальная до 100 м (Итат-Боготольское, Березовское).

Хорошая выдержанность самого мощного в бассейне угольного пласта свидетельствует о том, что он отлагался одновременно на значительных площадях бассейна.

По составу исходного материала угли бассейна относятся к гумусовым, а по способу накопления — к автохтонным. В бассейне встречаются сапропелиты и горючие сланцы.

По степени метаморфизма угли в основном относятся к бурым и подразделяются на три технологические группы: Б1, Б2 и Б3. Только угли Саяно-Партизанского месторождения каменные, газовой стадии метаморфизма. Бурые угли характеризуются следующими данными технического анализа: содержание W 2—44%, А 6—12%, S не более 1%, Q_p 11 760—20 160 Дж/кг. Низкая природная зольность основной массы углей исключает необходимость их обогащения. Недостатки углей — низкая атмосфероустойчивость, быстрое окисление, склонность к самовозгоранию.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Общие сведения

Под горючими сланцами понимают глинистые или известняковые битуминозные породы, легко загорающиеся от спички и горящие коптящим пламенем с характерным запахом битумов. Часть горючих сланцев содержит готовый битум, пропитывающий породы. Большая часть собственно горючих сланцев относится к сапропелитовым образованиям. Сланцы, как и сапропелиты, образовались из водорослей и планктона в пресноводных и морских водоемах типа прибрежно-морских лагун и заливов. Их можно рассматривать как зольные разновидности сапропелитов. На дне водоемов отмерший материал (фитопланктон, остатки животных организмов и наземных растений) подвергался разложению, большей частью без доступа воздуха. Образовавшийся сапропель смешивался с минеральными веществами и, погружаясь под тяжестью вышележащих слоев пород, постепенно уплотнялся и затвердевал.

Горючие сланцы залегают в осадочных породах в виде отдельных слоев, переслаивающихся с другими, осадочными породами. Число слоев иногда бывает достаточно велико; например, в залежах кендерлыкских сланцев известно 50 слоев, в ухтинских 59.

Горючие сланцы можно разделить на две группы: 1) пропитанные готовыми битумами, 2) пиробитуминозные, или собственно горючие сланцы, не заключающие готовых битумов, но образующие их при нагревании при сухой перегонке. Встречаются в природе и переходные разновидности.

Применяются горючие сланцы как топливо и в качестве химического сырья. Сланцы с теплотой сгорания (на сухое топливо) свыше 6300 Дж/кг используются в качестве топлива в стационарных и подвижных установках. Лучший тепловой эффект достигается при сжигании сланцев в пылевидном состоянии или в смеси с антрацитовым штыбом (т. е. мелкой фракцией антрацита). Главная масса горючих сланцев используется в качестве энергетического топлива, а также

перерабатывается термическим способом на газообразное и жидкое топливо, смазочные материалы и разнообразные химикаты.

Закономерности размещения и описание месторождений горючих сланцев

Горючие сланцы известны на значительной территории СССР: в Прибалтике, на востоке и северо-востоке Восточно-Европейской платформы, в Казахстане и Сибири. Наиболее изучены Прибалтийский бассейн и Поволжский район; значительные запасы содержат Оленёкский сланцевый бассейн на северо-востоке Сибирской платформы.

Среди месторождений горючих сланцев выделяют два типа: 1) образовавшиеся в морских условиях, но парагенетически связанные с угленосными фациями; площади распространения сланцев этого типа исчисляются тысячами квадратных километров (Прибалтийский и Оленёкский бассейны, месторождения Поволжья и Заволжья); 2) залежи среди угленосных формаций или залегающие совместно с угольными пластами, масштабы их небольшие.

Сланцевые бассейны связаны с крупными синеклизами.

Прибалтийский сланцевый бассейн занимает переходную зону от северо-западной окраины Восточно-Европейской платформы к южному склону Скандинавского щита. Слагающие фундамент бассейна кристаллические породы залегают на глубине 110 м у г. Таллина и погружаются к югу, а залегающие на них с размывом осадочные нижнепалеозойские породы представлены отложениями кембрия, сложенного морскими породами мощностью 100—250 м, и ордовика, представленного почти исключительно известняками, и лишь в нижней части разреза — песчаниками и сланцами общей мощностью 880—200 м, с которыми и связана сланцевосность. Ордовик выражен всеми тремя отделами, которым соответствуют эландская, вируская и харьюская серии. Эландская серия сложена песчаниками, перемежающимися с прослоями конгломератов, сланцами и глинами. В верхней части серии находится горизонт диктионемовых сланцев (или тирюсалукская пачка) мощностью до 5 м (в северной части Эстонии). В южной и восточной частях бассейна он выклинивается. Вируская серия полностью сложена известняками, в средней части серии выделяется кукрузевский горизонт, содержащий промышленные пласты горючих сланцев — кукерситов, и выхвинский (невский) с отдельными пачками кукерситов.

Харьюская серия в основании сложена мелкокристаллическими известняками, не содержит прослоев горючих или диктионемовых сланцев. В южной части бассейна развиты карбонатные породы силура, на востоке — среднедевонские мергели, доломиты и глины; породы ордовика покрывают их трансгрессивно.

Палеозойские породы бассейна залегают спокойно, со слабым наклоном на юг. В северной части они вскрываются в неглубоких карьерах, в южной (на широте Чудского озера) погружаются на глубину до 100 м и глубже. В двух основных направлениях — в се-

ро-восточном и северо-западном — палеозойские отложения пересекаются вертикальными трещинами. С системой трещин северо-восточного направления связано развитие редко встречающихся сбросов амплитудой не более 10—15 м. По трещинам других направлений сбросы не установлены. Нередко наблюдаются крупные закарстованные зоны шириной до 200 м, простирающиеся до 20 км и более. Глубина развития карстов различная, максимальная — более 100 м, что значительно ниже уровня моря.

В отложениях ордовикского возраста на территории Эстонии и Ленинградской обл. развиты две разновидности горючих сланцев: диктионемовые нижнеордовикского и кукерситы среднеордовикского возраста.

В настоящее время широко используются только кукерситы.

Кукерсит представляет собой мергелистую породу желто-бурого цвета, обогащенную органическим веществом. Главными компонентами его служат образующие очень тонкую смесь органическое вещество (кероген), тонкозернистый обломочный (терригенный) материал и карбонат кальция. Содержание керогена в кукерситах 20—60%, карбоната кальция 15—60%, терригенного материала иногда 50%.

Кукерситы содержатся в кукрузеском и выхвинском горизонтах. Промышленное значение имеют сланцы кукрузеского горизонта, в котором разрабатываются пласты нижней части, так называемая промышленная пачка, мощность которой 15—30 м. Строение промышленной пачки сложное. На месторождении в Эстонии в ней выделяется шесть сланцевых слоев, обозначенных буквами; она же на месторождениях Ленинградской обл. разделяется на четыре слоя, обозначенных цифрами. Число и мощность слоев и всей пачки на месторождении непостоянны. Наибольшая мощность — в центральной части бассейна в районе Кохтла-Ярве и р. Нарвы. К периферии бассейна, особенно в восточном направлении, число слоев и общая мощность промышленной пачки сланцев уменьшаются. Считается, что кукерсит произошел из остатков планктона, обильно заселявшего ордовикское море.

Качество сланцев зависит от количественного содержания в них органической части, что выражается и в изменении плотности от 1,2 до 2,7 г/см³. В свежем, только что добытом сланце 15—20% влаги. После высушивания на воздухе содержание ее падает до 2—6%. Зольность в отдельных слоях 36—58%, серы 0,67—3% (в зависимости от обилия пиритсодержащих прожилков). Теплота сгорания сухого сланца от 7068—8663 до 20 160 Дж/кг — для нижних пачек и 11 424—13 860 Дж/кг для верхних. Выход смолы на органическую массу составляет 60—67%, в пересчете на газ 12%, подсмольной воды 8% и полукокса 20%. При перегонке выделяется повышенное количество кислот и фенолов.

Перегонка сланцевой смолы дает разнообразные продукты, в том числе авиационный бензин, лигроин, дизельное топливо, продукты для получения пластмасс, дорожные битумы и др. Оставшаяся после сжигания минеральная часть горючих сланцев характеризуется вяжущими свойствами, способностью нейтрализовать кислотность

почв и частично используется для изготовления строительных (в том числе вяжущих) материалов, минеральной ваты, пенобетона, а также материалов для удобрения почв.

ГАЗООБРАЗНЫЕ И ЖИДКИЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основные сведения о природных газах

Газы, выделяющиеся в природных условиях из недр земли или скапливающиеся на глубине в пористых горных породах, называются природными или естественными. В составе природных газов установлены главным образом следующие химические соединения и элементы: углеводородные соединения, углекислый газ, азот, кислород, сероводород, водород, оксид углерода, сернистый газ, пары воды, редкие (инертные) газы: тяжелые — аргон, ксенон, криптон и легкие — неон и гелий. Среди газов угольных месторождений обычно преобладают метановые, реже тяжелые углеводороды и, главным образом, этан. Углеводородные газы образуют в горных породах крупные скопления или залежи, позволяющие извлекать на поверхность миллионы кубических метров в сутки иногда в течение многих десятков лет. Поэтому в практике часто под природными или естественными газами понимают именно горючие газы. По химическому составу горючие газы представляют собой горючую смесь отдельных газообразных углеводородных соединений, подразделяемых на две основные группы: 1) алканы, или насыщенные предельные углеводороды, с общей формулой C_nH_{2n+2} , где n — число от 1 до 5; в атмосферных условиях газообразными углеводородами являются метан (CH_4), этан (C_2H_6), пропан (C_3H_8), бутан (C_4H_{10}) и при некоторых условиях пентан (C_5H_{12}); 2) алкены, или ненасыщенные непредельные углеводороды, с общей формулой C_nH_{2n} .

НЕФТЬ

Происхождение нефти

Под нефтью понимают природную маслянистую горючую жидкость, состоящую из смеси жидких и газообразных углеводородов. В настоящее время нефть и ее продукты потребляются всеми отраслями тяжелой и легкой промышленности, включая и пищевую. Из нефти и ее продуктов изготавливают текстильные волокна, органические кислоты, пластмассы, синтетические жиры, взрывчатые вещества и т. п. Нефтяная и газовая промышленность должна давать топливо не только для моторов и коммунально-бытовых нужд, но и для промышленных предприятий, электростанций, железнодорожного и водного транспорта.

Проблема происхождения нефти и ее месторождений охватывает целый комплекс вопросов, главные из которых: 1) природа исходного материала и условия превращения его в нефтяные углеводороды; 2) причины концентрации колоссальных количеств нефти в небольших участках земной коры. Для объяснения происхождения нефти было предложено большое количество различных гипотез; все

они разделяются на две группы: гипотезы органического и гипотезы неорганического происхождения нефти. Для теорий органического происхождения нефтяных углеводородов характерно четыре основных направления. Первое заключается в том, что в процессе построения своих тел, клеточных оболочек, различных структурных элементов клетки растения и животные, в особенности микробы, синтезируют углеводороды. Эти углеводороды могут быть разрушены микробами после отмирания организмов, но относительная скорость их расщепления меньше, чем для других компонентов. При недостатке кислорода углеводородные соединения могут сохраняться, образуя таким образом непосредственно материал для битумо- и нефтенакпления. Однако количественное содержание углеводородов в организмах ничтожно мало. Сопоставляя числа залежей нефти с теми количествами живой органики, которые необходимы для ее образования этим путем, приходим к заключению, что вряд ли с этим процессом связаны скопления огромных залежей нефти.

Второе предположение — происхождение углеводородов из жиров. Эта точка зрения впервые была выдвинута в 1888 г. немецким химиком К. Энглером и геологически обоснована Г. Геффером и названа именами этих ученых. Основная ошибка этого предположения — слишком высокие температуры, при которых могли бы сохраниться парфирины, генины и другие малоустойчивые вещества (до 200°C). Кроме того, чтобы объяснить широкое развитие нефтеносных отложений, необходимо доказать возможность массовой гибели животных в региональном масштабе и в различные эпохи геологической истории. А это сделать трудно. Рассматриваемая теория была поддержана Г. Л. Стадниковым, согласно воззрениям которого исходный сапропелевый и сапропелево-гумусовый материалы в условиях бактериального разложения в солоновато-водных бассейнах превратились в так называемую первичную нефть — густую, вязкую жидкость большой плотности. При превращении первичной нефти в природную необходим приток углеводородных газов, которые гидрогенизируют полимеризаты первичной нефти. Эти газы, по мнению Г. Л. Стадникова, поступают из глубин, на которых пары воды вследствие высокой температуры могут разлагаться, выделяя водород. Недостаток этой гипотезы — допущение спорадических скоплений больших масс растительности, что мало соответствует региональным распределениям углеводородов и родственных им продуктов в природе.

Третье предположение о происхождении углеводородов из азотистых веществ ранее других (1923 г.) высказал Гехт, затем П. Траск и Патнод, а позже она была поддержана В. П. Батуриным. Происхождение углеводородов эти исследователи связывали с аккумуляцией значительных количеств азота в телах бактерий, где он находился главным образом в виде сложных белковых соединений.

Четвертое предположение — образование водорода биологическим путем, как следствие разложения целлюлозы микроорганизмами, впервые пытался объяснить В. Б. Порфирьев. Он высказал предположение о возможном образовании углеводородов из углеводов. Позд-

нее В. Б. Порфирьев стал сторонником неорганического происхождения нефти. «Углеводной» гипотезы придерживаются Хекфорд, Берль, О. А. Радченко, В. А. Успенский и др., которые доказали возможность образования углеводородов из углеводов в лабораторных условиях. Установлено превращение углеводородов в нефтеподобные продукты при восстановлении их водородом. Однако Г. Л. Стадников, В. А. Соколов и др. возражают против таких превращений в природных условиях.

В 1932 г. И. М. Губкин предложил теорию смешанного растительно-животного происхождения нефти, известную как теорию неф-

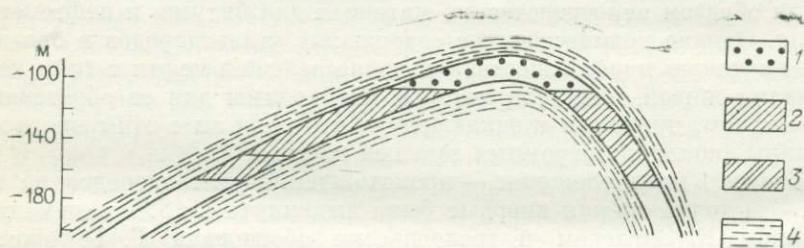


Рис. 104. Принципиальная схема сводовой пластовой залежи нефти и газа:

1 — газ; 2 — нефть; 3 — вода; 4 — водоупор (глина)

тематеринских свит, или сапропелитовую теорию. По его мнению, основным исходным материалом для нефти был сапропелит растительно-животного происхождения. Накопившийся на дне бассейна органический материал претерпевает две стадии преобразования. В первой (биохимической) при содействии бактерий белковые вещества разлагаются и в результате возникает органическое вещество — кероген. Во второй стадии (динамохимической) под влиянием повышенных температур и давлений возникает нефть и газ. Затем нефть и вода выдавливаются из нефтематеринских пород в более пористые — пески и песчаники и другие породы; в них в нефтяных ловушках формируются промышленные залежи нефти и газа (рис. 104).

В 1889 г. В. Д. Соколовым была высказана мысль, что углеводороды в земной коре образовались одновременно с ее возникновением. Он развил гипотезу космического происхождения нефти, согласно которой углеводороды содержались в газовой оболочке Земли в бытность ее в огненно-жидком состоянии. По мере остывания Земли углеводороды поглощались остывавшим субстратом и, наконец, конденсировались в верхних, наиболее остывших его слоях в земной коре. Этой точки зрения придерживаются в СССР В. Б. Порфирьев и в известной мере П. Н. Кропоткин, а за границей американцы Ван-Гейль и Паркер, которые отмечают наличие метана в атмосфере Сатурна, Нептуна и Юпитера, а также присутствие метана и высокомолекулярных углеводородов в составе планет. В. Б. Порфирьев считает, что неорганический синтез углеводородов в природной нефти не противоречит ни современной химии, ни геологии.

Н. А. Кудрявцев принимает вариант образования углеводородов в магматических зонах.

В середине XIX в. гипотеза минерального образования нефти была высказана французским химиком Бертело, который предполагал, что в земной коре, благодаря взаимодействию углекислоты и щелочных металлов, образовались ацетилен-карболовые кислоты, перешедшие в ацетилен, который, уплотняясь, превратился в нефть.

Стройная схема минерального происхождения нефти с учетом экспериментов была создана в 1877 г. Д. И. Менделеевым. Он считал, что углеводороды могут образоваться в недрах земли при действии воды на карбиды тяжелых металлов, в том числе карбид железа.

Исследования А. И. Кравцова по геологии и геохимии природных газов позволяют сделать вывод о том, что метан и его гомологи — тяжелые углеводороды (C_nH_{2n+2}) могут образоваться в результате миграции водорода и оксидов углерода или двуоксидов углерода — из подкорковых глубин Земли. Водород и метан образуются в процессе формирования изверженных пород из магм, а тяжелые углеводороды — в результате полимеризации молекул метана, которая происходит при каталитическом воздействии силикатов и оксидов железа.

Химический состав нефти

Нефть представляет собой смесь главным образом различных углеводородных соединений парафинового и ароматического рядов. Кроме того, в ее состав входят неуглеродные соединения, содержащие азот и серу. В большинстве случаев содержание углерода в нефти различных месторождений составляет 84—87%, а водорода 12—14%. На долю этих двух элементов приходится 97—99% всего состава нефти. Содержание серы, кислорода и азота 1—2% и лишь в редких случаях до 3—5%. Азот присутствует в составе азотсодержащих органических соединений, а кислород — главным образом в составе нафтеновых кислот.

Нефти различаются по содержанию парафиновых, нафтеновых и ароматических углеводородов. Парафиновые углеводороды метанового ряда отличаются наибольшим содержанием водорода. Нафтеновые углеводороды группы C_nH_{2n} содержат меньше водорода. Ароматические углеводороды еще беднее водородом. Чистые классы нефтей парафиновых, нафтеновых и ароматических в природе не встречаются. По содержанию парафина нефти подразделяются на три типа: беспарафиновые (парафина до 1%), слабopарафиновые (1—2%), парафиновые (свыше 2%); по содержанию серы — на малосернистые (серы до 0,5%) и высокосернистые (более 0,5%). Присутствие серы в нефтях нежелательно, так как она разъедает нефтеперегонную аппаратуру и нефтепроводы. Однако сера в ряде случаев извлекается из нефти как попутный продукт. По содержанию асфальтенов и смол выделяют нефти малосмолистые (смола менее 8%), смолистые (8—28%) и сильносмолистые (более 28%).

Физические свойства нефти

Основные физические свойства нефти — плотность, вязкость, поверхностное натяжение, теплоемкость, температуры кипения, застывания и испарения, теплота сгорания, растворимость, электрические и оптические свойства.

Плотность нефтей обычно колеблется в пределах $0,75-1$ т/м³. Как исключение, встречаются нефти плотностью более 1 т/м³. Нефти, имеющие плотность менее $0,9$ т/м³, считаются легкими, а более $0,9$ т/м³ — тяжелыми. Наибольшей вязкостью, или внутренним трением, характеризуются нафтенны, меньшей — ароматические углеводороды, еще меньшей — парафины. Температура застывания нефти варьирует в широких пределах. Например, для грозненских нефтей парафиновых с плотностью $0,838$ т/м³ она $+11$ °С, а беспарафиновых с плотностью $0,863$ т/м³ — 20 °С. Нефть не имеет определенной температуры кипения, поэтому для нее различают начальную и конечную температуры. Как правило, легкие нефти начинают кипеть при температуре ниже 100 °С, а тяжелые — свыше 100 °С. Теплота сгорания нефтей колеблется в пределах $43\ 260-45\ 360$ Дж/кг. Чем меньше плотность нефти, тем выше ее теплота сгорания.

Нефть и ее дисциллаты растворяются в воде в ничтожно малом количестве. Например, 1 м³ воды может растворить только 270 г керосина. Но нефть и нефтепродукты хорошо растворяются в органических растворителях: бензоле, хлороформе, сероуглероде, эфире и др. Нефть и ее производные по отношению к электрическому току являются изоляторами.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГАЗА И НЕФТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Нефть и газ могут находиться в самых различных геологических условиях, но приурочены они главным образом к коллекторам осадочного чехла, т. е. достаточно пористым или трещиноватым породам хотя в некоторых случаях промышленные скопления нефти и газа встречаются и в изверженных породах. Нефть и газ сосредоточиваются в специфических ловушках. Различают структурные, стратиграфические и литологические ловушки. Для ловушек характерна способность концентрировать вытесняемую водой нефть. Например, антиклинальные складки могут концентрировать нефть в замковых частях пористых слоев (см. рис. 104).

Залежи нефти и газа в зависимости от типа природного резервуара и типа ловушки подразделяются на пластовые сводовые, пластовые экранированные, массивные и литологически ограниченные. Пластовые сводовые залежи представляют собой скопления нефти и газа в сводовой части пористого пласта антиклинали (свода). Они могут быть в той или иной степени разбиты нарушениями, приводящими к образованию отдельных блоков нефтегазоносных пластов. Пластовые экранированные залежи — это скопления нефти и газа в пористом пласте, ограниченные сверху по восстанию пласта экраном, сложенным плохо проницаемыми породами. Под массивными

залежами подразумевают скопления нефти и газа в эрозионных и рифовых выступах массивных известняково-доломитовых толщ. Залежи нефти и газа здесь не приурочены к какому-нибудь одному стратиграфическому горизонту, а занимают ту или иную часть одного из выступов независимо от характера напластований. Массивная залежь может образоваться и в песчано-глинистых толщах при наличии гидродинамической связи между проницаемыми пластами (например, Уренгойское месторождение).

Литологически экранированные и литологически ограниченные залежи — это скопления нефти и газа в линзах и зонах с повышенной пористостью, заключенных в плохо проницаемых породах. Известны скопления нефти и газа в трещинах горных пород, где они широко развиты.

По Н. Б. Вассоевичу, ловушки, содержащие нефть, подразделяются на замкнутые и незамкнутые, а также полужамкнутые. Первый и последний типы связаны с различного рода выклиниваниями пластов, т. е. являются ловушками выклинивания. В незамкнутых ловушках нефть и газ удерживаются благодаря антиклинальному изгибу слоев или существованию выступов, обуславливающих подпор воды.

Под залежью нефти и газа следует понимать единичное скопление их в породе-коллекторе (пористом или трещиноватом), ограниченном непроницаемыми или проницаемыми породами, но поры которых заполнены водой или теми и другими одновременно. Имеются как чисто газовые, так и нефтегазовые залежи. Число залежей на месторождении может быть различным — от 1 до 40 и более.

Под нефтегазоносным бассейном, по И. О. Броду, следует понимать крупную территорию распространения нефтяных и газовых скоплений, связанную единством строения и истории геологического развития, имеющую определенные структуры и коллекторы, контролирующие газонефтенакопления.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ПРИРОДНОГО ГАЗА СССР

Месторождения газа разведаны в Узбекистане, Туркмении, Азербайджане, Западной Сибири, Краснодарском и Ставропольском краях, на Украине, в Оренбургской обл. и др. Нефтегазопрооявления установлены в отложениях различного возраста: от докембрия (в районе Байкала и Кольского полуострова) до четвертичных (Западная Сибирь).

По условиям битумообразования, формирования и разрушения скоплений нефти и газа все газонефтеносные области разделяют на три типа: геосинклинальный, платформенный и промежуточный. Ряд месторождений нефти и газа приурочен к предгорным частям, к подножию горных сооружений. Они располагаются во внешних зонах геосинклиналей, в переходных областях.

В пределах СССР известны следующие газонефтеносные провинции и области: палеозойские (области): 1) Тимано-Печорская, 2) Волго-Уральская (Второе Баку), 3) Днепровско-Донецкая (Восточно-Украинская); мезо-кайнозойские: 4) Крымско-Предкавказская

провинция; 5) Предкарпатская область; 6) Восточно-Кавказская область; 7) Урало-Эмбенская (Казахская) область; 8) Среднеазиатская провинция; 9) Западно-Сибирская провинция; 10) Вилюйская область, 11) Сахалинская область, 12) Лено-Ангарская область.

На территории *Западно-Сибирской провинции*, расположенной в Тюменской обл., выявлены 18 зон регионального нефтегазоаккумуляции. Провинция приурочена к эпигерцинской платформе с мезокайнозойским чехлом мощностью 1—4 км. Для чехла характерны пологие пликативные формы, причем особенности тектонического строения зависят от структуры фундамента. Газовые и нефтяные месторождения связаны со сводами валобразных поднятий.

Березовский газоносный район провинции вытянут к югу от р. Сосьвы, а южнее расположен Шаймско-Красноленский нефтяной район. Нефтяные месторождения установлены по среднему течению р. Обь — Усть-Балыкское, Сургутское, Самотлорское, Мегионское, Сосьвинское, Ачанское и др. Нефтеносны песчаники валанжина и готерив-баррема. В центральной части Западно-Сибирской низменности расположен Салымский нефтеносный район. В северных районах низменности находятся газовые месторождения: Уренгойское, Губкинское и др., а на крайнем северо-востоке Западной Сибири известны месторождения на Нижне-Хетской площади, в Усть-Енисейской впадине.

Шебелинское газовое месторождение расположено в газонефтяных структурах Днепровско-Донецкой области. В районе месторождения развит мощный осадочный комплекс четвертичных, третичных, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложений, вскрытых буровыми скважинами до 4,3 км. В тектоническом отношении месторождение представляет собой большую брахиантиклинальную складку с углами падения крыльев от 10 до 20°. Длина складки по большой оси 30 км, ширина 12 км. Складка разбита системой сбросов и взбросо-надвигов на ряд блоков; амплитуда вертикального смещения по нарушениям от 40 до 180 м. Можно предполагать, что газ Шебелинского месторождения имеет глубинное происхождение и мигрирует по разломам из фундамента.

Для месторождения характерно аномально высокое пластовое давление. Все газовые горизонты месторождения составляют единую массивную залежь. Продуктивные отложения с промышленными запасами природного газа — триасовые, нижнепермские и каменноугольные. В триасовых отложениях по результатам испытания скважины установлено наличие газа на глубине 766—768 м с абсолютно свободным дебитом 1100 тыс. м³/сут (с водой) при пластовом давлении 6894,4 МПа. В нижнепермских отложениях газоносны средне-нижнеангидритовый горизонты и свита медистых песчаников. В среднеангидритовом горизонте газ залегает на глубинах от 1260 до 1950 м с абсолютно свободным дебитом скважин 770 тыс. м³/сут (рабочий дебит 180 тыс. м³/сут). Значительно большими запасами газа характеризуется нижнеангидритовый горизонт, залегающий на глубинах 1290—2450 м, с дебитом до 2503 тыс. м³/сут. Следующая высокопродуктивная пачка — свита медистых песчаников, залегаю-

щая на глубинах 1450—2450 м. Скважинами совместной эксплуатации установлен абсолютно свободный дебит газа от 255 до 4160 тыс. м³/сут. В верхнекаменноугольных отложениях газоносна араукаритовая свита, в которой абсолютно свободный дебит от 0 (вода) до 1611 тыс. м³/сут.

Газ имеет следующее содержание химических соединений и элементов (в %): метана 76—98, этана 0—4,5, пропана 0—1,7, бутана 0—0,8, пентана 0—0,6, сероводорода 0—1, CO₂ 0—10, N₂+редкие газы 1,2—13,5.

Для разведанной части месторождения запасы газа по категориям В, С₁, и С₂ составляют 400 млрд. м³.

ТВЕРДЫЕ БИТУМЫ

К твердым битумам относятся асфальт, озокерит и некоторые другие. По происхождению и условиям нахождения в земной коре они тесно связаны с месторождениями нефти. Твердые битумы делятся на две группы: 1) нефтяные (озокерит, асфальты, асфальтиты) и 2) керогены, или пиробитумы (кериты и антраксолиты). Нефтяные битумы (нафтиды) по составу близки к нефти. Они растворяются в органических растворителях и легко плавятся. Озокериты представляют собой смесь твердых углеводородов метанового ряда с небольшой примесью жидких углеводородов и газа. Возможно, что они образуются вследствие выпадения из нефти парафиновых углеводородов при быстром охлаждении во время поднятия метановой нефти вверх по трещинам. В зависимости от количества примесей консистенция озокерита меняется от мазутоподобной до твердой и хрупкой. Элементный состав озокерита: С 84—86%, Н 13—15%. Озокерит химически стойкий, водо- и паронепроницаемый, кислото- и щелочеупорный характеризуется высокой электросопротивляемостью, способен давать тончайшие пленки на поверхности предметов, пластичен, с большой теплоемкостью и сравнительно низкой теплопроводностью. Озокерит-сырец и продукт его очистки — церизин (свободная от примесей фракция углеводородов от С₃₇Н₇₆ до С₅₃Н₁₀₈) применяются для производства антикоррозийных кислото- и щелочеупорных смазок, для пропитки упаковочной бумаги, в производстве полировочных паст, в электро- и радиотехнике как диэлектрик, в медицине и др.

Месторождения озокерита в СССР известны в Средней Азии, в Прибайкалье, Краснодарском крае, на Украине, в Закавказье. Разработка месторождений ведется на п-ве Челекен, в Ферганской долине и на Западной Украине.

Асфальтиты — аморфные, буровато-черные вещества, мягкие или иногда твердые; продукты окисления нафтенных нефтей. Асфальт иногда накапливается на поверхности в углублениях, формируя специфические асфальтовые озера, а также концентрируется в трещинах горных пород, образуя жилы, или заполняет поры терригенных и карбонатных пород. Плотность асфальтитов 0,9—1,09 т/м³ (при 25 °С). Асфальтиты — продукт метаморфизма нефти, переход-

ное вещество между керитом и нефтяными битумами. Иногда (например, в Боливии, Перу и др.) жильные асфальтиты содержат до 40% V_2O_5 и разрабатываются для получения ванадия. Некоторые асфальтиты содержат много никеля.

Керогены состоят в основном из сложных нерастворимых соединений керогенов, карбидов и небольшого количества асфальтенов и масел. Они тверды, углеподобны, слабо растворяются в органических растворителях (только при нагревании до 10—15 °С). К керогенам относятся кериты, антракосолиты и рассеянные битумы. Кериты — черные, блестящие, хрупкие вещества с раковистым изломом — вероятно, являются продуктом изменения битумов. Антракосолиты считаются продуктом еще более глубокого изменения нефти. Они похожи на антрацит и состоят из карбидов и углерода.

Месторождения асфальтовых битумов в СССР известны во многих районах нефтеносных областей и представлены жильными и пластовыми типами. Месторождения первого типа известны на о. Сахалине и в Бакинском районе. Промышленное значение этих месторождений в СССР второстепенное. Жильные месторождения асфальта и асфальтита распространены в Поволжье и Заволжье, в Эмбенском районе, Закавказье и др. Наиболее часто встречаются и имеют первостепенное значение пластовые месторождения асфальтовых битумов, залежи которых обычно представлены битуминозными песчаниками, известняками и доломитами. Основные из них находятся в Сызранском районе Поволжья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождения полезных ископаемых распределены на поверхности нашей планеты не бессистемно, а группируются в различных регионах с определенной закономерностью. Особенности распределения месторождений в пространстве и во времени изучает металлогения. Иногда эту науку связывают только с месторождениями металлов или элементов вообще, а более широкую науку, учитывающую также и закономерности размещения месторождений промышленных минералов (типа асбеста, алмаза и др.), называют минерагенной.

При рассмотрении закономерностей размещения месторождений в пространстве встречаются с такими понятиями, как рудное поле, рудоносная провинция, рудный пояс, рудоносная зона, металлогеническая провинция и т. д. Под рудным полем понимают участок земной коры, в пределах которого находится ряд пространственно близких месторождений, объединяемых единством происхождения и геологической структуры. Эти месторождения сформировались одновременно или близки по времени образования. В ряде случаев месторождение и рудное поле представлены одним и тем же объектом.

Это чаще характерно для крупных месторождений. Учение о структурах рудных полей сформировалось в отдельную ветвь учения о месторождениях полезных ископаемых. В СССР большая роль в его развитии принадлежит В. М. Крейтеру, А. В. Пэку, Л. И. Лукину, А. Г. Бетехтину и др.

Серия рудных полей объединяется в рудоносную провинцию, связанную с более крупными структурно-тектоническими участками Земли. Например, выделяются рудоносные провинции, приуроченные к интрагеоантиклиналям, к внутренним прогибам в пределах геосинклиналей, к срединным массивам; имеются провинции, связанные с древними щитами, испытавшими ту или иную активизацию, провинции на активизированных платформах. В пределах рудоносных провинций закономерно размещаются различные по генетическим особенностям месторождения. Месторождения того или иного вида сырья в пределах провинций образуют определенные пояса или зоны. Пояса характерны для складчатых областей. Длина зон и поясов 400—500 км и более, а ширина от первых километров до 80—100 км. Для пояса и зоны может быть типичен тот или иной элемент или минерал, или комплекс элементов или минералов. Например, известны флюорит-урановые, олово-вольфрамовые, серебро-свинцово-цинковые, асбестосысные, апатитосысные, боросысные, хромитосысные, титаносысные и другие пояса и зоны. В пределах поясов и зон наблюдаются присущие им общие черты геологического строения.

Под металлогенической провинцией понимают весьма крупные площади, совпадающие с крупными участками Земли (например, с геосинклинальной областью в целом). Еще более крупный металлогенический элемент — металлогенические пояса. Например, выделяются Тихоокеанский и Средиземноморский металлогенические пояса, Уральская металлогеническая провинция. Большой вклад в учение о металлогенических провинциях и поясах внесли такие геологи, как С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, Д. И. Щербаков, А. Е. Ферсман, В. А. Обручев, В. И. Серпухов, Е. Т. Шаталов, В. И. Смирнов, А. Д. Щеглов, И. Г. Магакьян, Г. А. Тварчрелидзе, Е. А. Радкевич и другие отечественные геологи. Из зарубежных исследователей необходимо упомянуть американцев В. Эммонса, В. Линдгрена, японца Като, болгарина Й. Йовчева, французов Делоне и Рутье. В. И. Смирнов называет металлогенические провинции по эпохам рудогенеза: герцинская, альпийская и т. п., однако учитывает при этом и полициклические провинции, в которых проявилось несколько орогенических циклов. Например, среди каледонских провинций он выделяет Западный Саян и Алтае-Саянскую область, среди альпийских — Северо-Восток, Кавказ, Карпаты и т. д.

Следует отметить, что среди металлогенистов нет полного единства в терминологии (например, то, что одни из них называют металлогеническими поясами, другие называют планетарными металлогеническими поясами). Ряд металлогенистов полагают, что отличие металлогенической провинции от металлогенического пояса заключается не в масштабах, а в морфологии — к поясам относят площади с линейным развитием.

Металлогенетические исследования позволяют вскрывать не только закономерности распределения и генезис месторождений, но и проводить прогнозирование, т. е. определять перспективность площадей на то или иное минеральное сырье. Наряду с мелкомасштабным прогнозированием (в пределах провинций, поясов и других, крупных элементов) большое значение получило составление прогнозных карт в пределах рудных полей и отдельных месторождений. На карты прогноза наносят различные по масштабам и генезису месторождения и рудопроявления и расчленяют площади по их перспективности. При составлении карт прогноза большую роль играют результаты структурно-тектонических, геохимических, геофизических, геоморфологических, литологических, петрологических и других исследований. Нередко к относительно мелкомасштабным картам прогноза, предназначенным для направления поисковых работ, прилагают так называемые карты-врезки, выполненные в более крупном масштабе; они составляют для наиболее перспективных площадей. Научное прогнозирование позволяет проводить оценочные работы с меньшими затратами и в более сжатые сроки.

СССР — страна исключительно богатая различными видами минерального сырья. В нашей стране имеются значительные запасы минерального топлива. Нефть в настоящее время — основа энергоресурсов. В СССР треть добычи нефти и газа приходится на районы Сибири. Добыча нефти и газа ведется в районах Азербайджана, Башкирии, Средней Азии, Прикаспии, на о. Сахалин. В СССР сырьевая база газовой промышленности развивается быстрыми темпами. Запасы газа известны в Западном Узбекистане, Восточной Туркмении.

Велики в СССР запасы каменного и бурого углей. В европейской части СССР сосредоточено только 5,7% геологических запасов, а на Урале 0,2%. Исключительно большое значение имеют ископаемые угли Кузбасса, Караганды, Экибастуза, Якутии. Значительна роль Донбасса, Печорского, Челябинского, Канско-Ачинского и Подмосковского бассейнов. СССР располагает значительными запасами горючих сланцев, особенно в Прибалтийском бассейне. Надежная база создана у нас и для развития энергетики на базе атомного сырья.

Достаточны запасы сырья в СССР для производства черных металлов и металлов, применяющихся с ними в сплавах. 25% балансовых железных руд сосредоточено на Украине, 35% на КМА, 14% на Урале и 14% в Казахстане. Важнейшая задача советских геологов — расширение базы железных руд на Урале, в Западной Сибири, Казахстане и на Дальнем Востоке.

подавляющая часть запасов марганца приходится на Украину и Грузию. Необходимо расширение запасов этого металла в восточных районах. Общие мировые запасы хромитов на начало 1976 г. оцениваются в 1650 млн. т, 415 млн. т из которых приходится на месторождения СССР. Необходимо существенное расширение территориальной базы запасов хромита, при этом следует с учетом зарубежного опыта иметь в виду возможность добычи бедных руд, сосредоточенных в достаточно крупных рудных телах, или богатых — в относи-

тельно мелких. Запасами эндогенных руд никеля и кобальта располагает СССР в Норильском районе, ряд месторождений силикатных руд имеется на Урале и в Казахстане. Целесообразно расширить сырьевую базу за счет восточных районов. Достаточны в нашей стране запасы руд вольфрама и молибдена. Они сосредоточены в Казахстане, Приморском крае, Забайкалье, Армении, Средней Азии.

Традиционное алюминиевое сырье — бокситы — известны в СССР на Урале, в Казахстане, Архангельской обл., Тимано-Печорском районе и на КМА. Наряду с бокситами у нас налажено получение алюминия из нефелиновых руд и алунитов. Однако выявление новых месторождений бокситов продолжает оставаться одной из актуальнейших задач советских геологов.

Запасами медных руд наша страна обеспечена в достаточном количестве. Они сосредоточены в Казахстане, Урале, Средней Азии, Норильском районе, а также в Удоканском меденосном районе. Свинцово-цинковые месторождения известны в Казахстане, на Кавказе, Алтае, Салаире, в Сибири, на Дальнем Востоке. Одна из задач геологов — увеличение запасов этих металлов в зонах отдельных действующих предприятий.

Оловорудные месторождения расположены в СССР на Дальнем Востоке, в Средней Азии и других регионах. Ставится задача расширения сырьевой базы оловянной промышленности как за счет вовлечения новых технологических типов руд, так и выявления перспективных площадей.

СССР располагает значительными запасами флюорита в различных регионах, в том числе в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье, на Дальнем Востоке, Украине. Одна из задач советских геологов — расширять сырьевую базу кускового флюорита, пригодного для черной металлургии.

Запасы фосфатного сырья в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 85,5 млрд. т, в том числе (в млрд. т) Марокко 40, США 14,8, Западной Сахаре 10, Австралии 2,5. В СССР месторождения фосфатных руд имеются в европейской части, Казахстане, Сибири. Необходимо увеличивать сырьевую базу восточных районов страны, в том числе Восточной Сибири и Дальнего Востока, Средней Азии.

Запасы калийных солей в пересчете на K_2O в капиталистических и развивающихся странах составляют 15,7 млрд. т, а во всем мире 22,6 млрд. т. Советский Союз обладает значительными запасами этого минерального сырья (на Урале, в Белоруссии, на Украине, в Туркмении, Прикаспии). В 70-е годы выявлен калиеносный бассейн в Иркутской обл.

Запасы самородной серы в капиталистических и развивающихся странах составляют 870 млн. т. Крупнейшее месторождение серы открыто советскими геологами в Ираке. В СССР месторождения самородной серы имеются в Западной Украине, Средней Азии, Поволжье, на Дальнем Востоке. Частично сера получается из сульфидов и сероводородсодержащих горючих газов, а также из ряда других источников.

СССР располагает запасами хризотил-асбеста, расположенными на Урале и в Сибири. Дальнейшее расширение асбестовой сырьевой базы страны целесообразно в первую очередь за счет районов Дальнего Востока и европейской части страны.

Крупные месторождения высококачественного талька в СССР сосредоточены в Западной и Восточной Сибири, более мелкие — в Средней Азии. На Урале и Украине, а также в Грузии и Карелии известны месторождения менее ценных железистых тальковых руд. Поэтому расширение сырьевой базы маложелезистого талька в западных районах СССР и на Дальнем Востоке является актуальной задачей.

СССР располагает крупным запасом графита на Украине, в Сибири и на Дальнем Востоке. Одна из задач по совершенствованию сырьевой базы этого полезного ископаемого — расширение базы руд плотнокристаллического (бототольского) типа.

У нас в стране добывают также алмазы, драгоценные и поделочные камни, пьезооптическое сырье. Выявление новых ресурсов этих ценных видов минерального сырья редких элементов и благородных металлов — постоянная забота советских геологов.

СССР располагает крупными запасами различных строительных материалов — изверженными, метаморфическими и осадочными породами для производства штучного и рваного камня, карбонатными и алюмосиликатными породами для цементного производства, тяжелыми и легкими заполнителями для бетонов. Вместе с тем необходимо непрерывно развивать и совершенствовать сырьевую базу промышленности строительных материалов. Центр европейской части СССР нуждается в увеличении запасов строительного камня, ряд районов (в том числе Камчатка) — в выявлении и расширении базы цементного производства.

Большое значение в развитии и освоении минерально-сырьевой базы СССР имеют постановления партии и правительства. На съездах КПСС определяются контрольные цифры по развитию той или иной отрасли. Эти цифры являются важнейшими показателями для определения объемов поисковых и разведочных работ на те или иные виды минерального сырья.

Большое значение имеет комплексное использование минерального сырья. Этому вопросу партия и правительство уделяют много внимания. Попутное извлечение компонентов не только позволяет существенно уменьшить материальные затраты на получение основных компонентов, но и сохранить для общества ряд ценных продуктов, теряемых в процессе переработки полезных ископаемых. Например, в процессе переработки медных руд извлекают в качестве попутных компонентов серу, селен, теллур, цинк, барит, золото и др. При переработке фосфоритов и апатитов получают фтор, а иногда также редкие элементы, стронций и др. При добыче горючих газов возможно получение серы и гелия. Из некоторых железных руд вероятно попутное извлечение германия, а также кобальта, меди, серы. Большая роль в этом принадлежит геологической службе. Геолог обязан отлично знать наличие попутных компонентов в том

или ином типе руд и своевременно поставить вопрос об их использовании. Немаловажное значение имеет также утилизация вскрышных пород в качестве как строительных материалов, так и закладочного материала очистных горных выработок и для других целей. Поэтому при разведке месторождений необходимо всесторонне исследовать не только основные полезные ископаемые, являющиеся главным объектом оценочных работ, но и вмещающие породы, т. е. внутреннюю и внешнюю вскрыши. В процессе поисковых и разведочных работ уделяется большое внимание охране окружающей среды. Но особенно серьезное внимание охране окружающей среды следует уделять на стадии эксплуатации месторождений. При исследовании мероприятий по охране окружающей среды геологам принадлежит немаловажная роль, в том числе при определении мест размещения горно-перерабатывающих предприятий, рекультивации земель, нарушенных в процессе отработки залежей, изучении вопросов возможного загрязнения поверхностных и подземных вод, рационального размещения отвалов горного предприятия и хвостов обогащения и т. д. Важно предвидеть последствия разработки месторождений, осуществляемой как традиционными открытыми и подземными методами, так и методами геотехнологии. Например, при геотехнологических приемах обработки путем выщелачивания залежей солей, подземной выплавки серы или подземного размыва ракушечно-детритовых фосфоритов могут возникнуть подземные пустоты, представляющие собой опасность для поверхностных сооружений, в том числе зданий и дорог, водохранилищ, пашен, ценных лесных массивов и др. неравномерная осадка массивов земли может происходить при подземной разработке без закидки выработанного пространства. Иногда видимая дешевизна той или иной системы разработок может привести к таким последствиям, ликвидация которых приводит к крупным затратам. Например, отработка отдельных пляжных песчано-гравийных отложений на морском побережье приводит к нарушению равновесия на границе земля—суша, в результате приходится впоследствии прибегать к весьма дорогостоящим мероприятиям.

Советское государство осуществляет постоянную заботу об охране окружающей среды и в том числе об охране недр. И геологам, несомненно, принадлежит ведущая роль в этих важных вопросах.

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Антропов П. Я.* Топливо-энергетический потенциал Земли. Изд. 2-е. ВИНТИ. М., 1976.
- Атлас минералов и руд редких элементов/Под ред. А. И. Гинзбурга.* М., Недра, 1977.
- Бейтс Р. Л.* Геология неметаллических полезных ископаемых/Под ред. М. А. Липарева. Пер. с англ. М., Мир, 1965.
- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. Изд. 2-е М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Борзунов В. М.* Месторождения нерудных полезных ископаемых, их разведка и промышленная оценка. М., Недра, 1969.
- Быховер И. А.* Научно-технический прогресс и проблемы минерального сырья. М., Недра, 1979.
- Вахромеев С. А.* Месторождения полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., Недра, 1979.
- Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В.* Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1975.
- Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975.
- Генезис эндогенных рудных месторождений/Ред. В. И. Смирнов.* М., Недра, 1968.
- Геохимия, минералогия и генетические типы редких элементов.* М., Наука, 1964.
- Гинзбург А. И., Тимофеев И. И., Фельдман Л. Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М., Недра, 1979.
- Данчев В. И., Лапинская Т. А.* Месторождения радиоактивного сырья. Изд. 2-е, переработанное. М., Недра, 1980.
- Каждан А. Б., Гуськов О. И., Шиманский А. А.* Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М., Недра, 1979.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.* Геология месторождений поделочных камней. М., Недра, 1976.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П.* Геология месторождений драгоценных камней. М., Недра, 1974.
- Козан Б. И.* Редкие металлы/Состояние и перспективы. М., Наука, 1978.
- Кора выветривания и гипергенное рудообразование.* М., Наука, 1977.
- Кравцов А. И., Погребнов Н. И.* Месторождения горючих полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
- Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых/Под ред. П. М. Татаринова.* М., Недра, 1969.
- Курс месторождений твердых полезных ископаемых/Под ред. П. М. Татаринова и А. Е. Карякина.* Л., Недра, 1975.
- Месторождения радиоактивных и редких металлов/В. Н. Котляр, И. М. Баюшкин, В. И. Данчев и др. М., Атомиздат, 1973.*
- Месторождения урана и редких металлов (практикум)/Под ред. Н. П. Лаверова.* М., Атомиздат, 1976.
- Метаморфогенное рудообразование.* М., Наука, 1977.
- Мусковитовые пегматиты СССР.* Л., Наука, 1975.
- Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.* Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., Недра, 1967.
- Популярная библиотека химических элементов/Отв. ред. И. В. Петрянов-Соколов.* М., Наука, 1977.
- Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Под ред. В. Т. Покалова.* М., Недра, 1977.
- Проблемы минерального сырья/Памяти акад. А. Е. Ферсмана.* М., Наука, 1975.

Романович И. Ф. Методическое руководство по курсу «Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых». М., МГРИ, 1974.

Романович И. Ф. Вопросы генетической классификации месторождений неметаллических полезных ископаемых/Межвузовский сб. Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Вып. 3. Л., ЛГИ, 1977, с. 10—19.

Рудные месторождения СССР/Под ред. В. И. Смирнова. Изд. 2-е. М., Недра, 1978.

Рудные месторождения США/Под ред. Дж. Риджа/Пер. с англ., под ред. В. И. Смирнова. М., Мир, 1973.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е. М., Недра, 1976.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, ФАН, 1975.

Текстуры и структуры руд/А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун/Под ред. А. Г. Бетехтина. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., ЛГИ, 1971.

Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магnezиальных скарнов. М., Недра, 1974.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Металлические полезные ископаемые

Абаньское, Fe 84
 Абаканское, Fe 83
 Агарак, Mo 121
 Адрасман, Bi 152
 Азгур, Mo 122
 Акташ, Hg 158
 Акчатау, W 126
 Алапаевское, Fe 85
 Алмаз-Жемчужина, Cr 106
 Алмалык, Cu, Mo, Ag 131, 133
 Алтын-Топкан, Pb, Zn 138
 Альмаден, Hg 157, 158, 160
 Амброзия-Лейк, U 189
 Ангаро-Илимская группа, Fe 83
 Арканзасская гр., Al 165, 166
 Ачисай, Pb, Zn 138
 Аятское, Fe 84

Бакальское, Fe 84
 Балей, Au 175, 176
 Банат, Fe 83, 130
 Баррейру-ди-Араша, Ta, Nb 207
 Белуха, W, Bi 152
 Бикита, Li 196
 Бильбао, Fe 84
 Бингем, Cu 131
 Бисби, Cu 130
 Блайнд-Ривер, U, TR 184, 204
 Бодайбо, Au 176
 Боке, Al 164, 165, 167
 Больше-Токмакское, Mn 96, 99
 Бор, Cu 132
 Боркунтоное, Hg 158
 Бочегнано, Bi 152
 Боцекуль, Cu, Ag 131
 Брокен-Хилл, Pb 140
 Бу-Аззер, Co 119
 Бужукинское, W, Bi 126, 152
 Бурановское, Cr 106
 Бурун-Шивей, W 127
 Бушвельдское, Cr 101, 102, 104

Вежаю-Ворьквинское, Al 168
 Великая Дайка, Cr 100, 102, 103
 Верхнекайрактинское, W 126
 Висловское, Al 164
 Витватерсранд, Au, U 173, 176, 184
 Волковское, Ti, Cu 108, 130
 Восточный Коунрад, Mo 121
 Высокопольское, Al 165
 Вышковское, Hg 158

Гайское, Cu 132, 135
 Гольфильд, Au 172
 Гара Джебилет, Fe 85
 Горевское, Pb 140
 Гостищевское, Fe 94
 Грэсс-Валли, Au 172
 Гуитцуко, Hg 158
 Гулеман, Cr 102
 Гуннар, U 186
 Гунчэн, Hg 158
 Гусевогорское, Ti, Fe 108

Давенда, Mo 121
 Дальнегорское, Pb, Zn 138
 Дарасунское, Pb, As, Au, 139
 Дарбаза, Pb, Zn 138
 Дашкесанское, Fe, Co, 83, 119
 Дегтярское, Cu 132
 Джездинское, Mn 98
 Джезказганское, Cu 133
 Джидинское, W 127
 Джижикрут, Sb 155
 Джиллири, U 190, 191
 Диль, Fe 85

Жайремское, Pb, Zn 138, 139, 140
 Жерикенское, Mo, Pb, Zn 121

Загликское, Al 164
 Запокровское, As 153
 Згид, Pb, Zn 138, 139
 Злата Баня, Hg 158
 Зопхито, W, Sb 127, 155
 Зыряновское, Pb, Zn, 138

Илимауссак, U 183
 Икат-Гаргинское, Mn 97
 Идрия, Hg 158
 Иультин, Sn 146, 148

Кадамджай, Sb 155
 Каджаран, Cu, Mo 121, 123, 131
 Калгурли, Au 172
 Каледония, Cr 102
 Калун, Fe 85
 Камагуэй, Cr 103
 Канапеа, Cu 130
 Каннимансур, Pb, Zn, Ag 178
 Кансайское, Pb, Zn 138, 140
 Каражальское, Fe, Mn 84, 96
 Карамазар, Pb, Zn 138
 Караобинское, Sn, W 146
 Каратаусские, V, P 113
 Качарское, Fe 83, 87
 Качканарское, Fe 83, 87

- Кемпирсайское, Cr 102, 104
 Кемпирсайское, Ni 116
 Керченский железорудный бассейн,
 Fe, 89
 Керченское, Fe 84
 Кизил-Дере, Cu 132
 Кипуши, Ga, Ge 212
 Кирунавара, Fe, P 83
 Китильское, Sn 147
 Кня-Шалтырское, Al 163
 Клаймакс, Mo 121, 124
 Кобальт, Co, Ag 119, 179
 Кодманское, Mn 97
 Рок-Булак, Fe 84
 Колар, As 153
 Комшток, Au 172
 Копанское, Ti 108
 Коршуновское, Fe 89
 Костомукшское, Fe 85
 Коунрад, Ag, Cu 131
 Кочкарское, Au, As 173
 Красноуральское, Cu 132
 Кремиковцы, Fe 84
 Криворожский железорудный бас-
 сейн, Fe 91
 Криворожско-Кременчугский бас-
 сейн, Fe 85
 Кручининское, Ti 108
 Кундыбаевское, Ti 109
 Курская магнитная аномалия (КМА)
 Fe 92
 Курутегерекское, Cu 130
 Кусимовское, Mn 98
 Кусинское, Fe, Ti, V 83, 108, 113
 Кутан-Булак, Fe 84

 Лак-Тиво, Ti 108, 110
 Лан, Fe 85
 Лапшинское, Cr 100
 Лебедянское, Fe 85, 94
 Лениногорское, Pb, Zn 138
 Лингуань, Hg 158
 Липовая Гора, Mn 97
 Липовское, Ni 116
 Лавозерское, Al, Ta, Nb, P 163, 206
 Лонгбан, Mn 97
 Лондондерри, Li 196
 Лоуранс, Pb, Zn 138
 Лысогорское, Ti 108

 Магпанское, Sb 155
 Магнитогорское, Fe 83
 Майхура, W, Bi 126, 152
 Мангышлакское, Mn 96
 Мариупольское, Fe 85
 Материнская жила, Au 172
 Маунт-Айрон, Fe 83
 Маунтин-Пасс, TR 203
 Маучи, Sn 146
 Мачишкотен, Fe 85
 Медведевское, Ti 108
 Мери-Кетлин, U 183

 Мипас-Рагра, V 112
 Миргалимсайское, Pb, Zn 144
 Михайловское, Fe 85, 94
 Моа, Fe 85
 Мононо-Китотоло, Sn 150
 Монте-Амьята, Hg 158
 Мурунтау, Au 174, 175

 Набарлек, U 188
 Нерчинская гр., Pb, Zn 140
 Нижне-Ангарское, Fe 84
 Никитовское, Hg 159
 Никопольское, Mn 96, 99, 100
 Новоселковское, V 113
 Номэ, Au 173
 Норильское, Cu, Ni 116
 Нью-Альмаден, Hg 158
 Нюрендинское, Fe 189

 Октябрьское, As 153
 Октябрьское, Cu, Ni 116
 Оленегорское, Fe 85
 Ононское, Sn 146
 Опалит, Hg 158
 Осокино-Александровское, V 113
 Отаняки, Ti, V 110
 Оутокумна, Co 119

 Пайн-Крик, Mo 122
 Пайн-Пойнт, Pb, Zn 139
 Палмер, TR 204
 Панашкейра, Sn 146
 Пламенное, Hg 158
 Плюмо-Идальго, Ti 110
 Полевское, Ni 116
 Потоси, Sn 147
 Пшимбрам, Pb 139

 Раздольнинское, Sn 155
 Рейнджер, U 188
 Рио-Тинто, Cu 132
 Риф, Fe 83
 Робинзон Коц, Ti 109
 Росс-Адамс, U 183
 Россинг, U 185
 Рудногорское, Fe 89
 Рудные горы, Co, Li 119, 152, 196

 Садон, Pb, Zn 138, 139
 Салаирская, Al 166
 Салфер-Бэнк, Hg 158
 Сангареди, Al 166
 Сангдон, W 126
 Сарановское, Cr 101, 102
 Сарбайское, Fe 83, 87
 Сарылахское, Sb 155
 Сарымат, As 153
 Саяк, I, Cu 130
 Северо-Онежская гр., Al 166
 Серовское, Ni 116
 Северо-Уральская гр. (СУБР), Al 166,
 170
 Селюкве, Cr 103

- Семиз-Бугу, Al 164
 Серро-де-Паско, Bi 152
 Сёдбери, Cu, Ni, Co, P 115, 118, 181
 Сибайское, Cu 132
 Синаро-Каменское, Fe 85
 Сёрдс, Li, B 196
 Соколовское, Fe 83, 87
 Соколовско-Сарбайские, Fe 87, 130
 Средне-Днепровские, Ti 110
 Стиллутер, Cr 101, 102
 Стойленское, Fe 85
- Тагарское, Fe 89
 Тагило-Кушвинское, Mn 97
 Такели, As 154
 Талды-Эспе, Fe 84
 Талнахское, Ni, Cu 116
 Тасеевское, Au 175
 Теренское, Sb 155
 Терсинская гр., Fe 84
 Тихвинское, Al 166
 Тишинское, Pb, Zn 139
 Токепала, Cu 131
 Тренча, Pb, Zn 138
 Тсумеб, Ga, Ge 212
 Турьинская гр., Cu 130
 Тырныауз, Mo, 122
- Уванджи, Ti 108
 Удерейское, Sb 155
 Удоканское, Cu 134
 Укинга, Ti 108
 Урупское, Cu 132
 Усинское, Mn 96
 Улутелякское, Mn 96
 Уфалейское, Ni 116
 Учалинское, Cu 132
 Уэйна, Al 166
 Уэнаа, Fe 84
- Фиагдон, Pb 139
 Филлизчай, Cu, Pb, Zn 132, 139
 Фрейберг, Pb 139
- Хавуаксы, Co 119
 Хандиза, Pb 139
 Хайдаркан, Hg 158, 160
 Харворд, Ti 110
 Харловское, Fe 83
 Хедлей, As 153
 Хибинские, Al 163
 Холоднинское, Pb, Zn 140
 Хохловско-Игуменское, Fe 94
 Хрустальное, Sn, As 150
- Чагнское, V 114
 Цедисское, Mn 97
 Цзянси, W, Bi 128
- Чаро-Токвинское, Fe 85
 Чигатурское, Mn 96, 98
 Чокодам-Булак, Bi 152
 Чорух Дайрон, W 126
 Чукикамата, Cu 131
- Шалгия, Mo 121
 Шерловогорское, N, Bi, Sn 127, 147, 152
 Шумиловское, Sn 147
- Эль-Оро, Au 172
 Эль-Потоси, Pb, Zn 138
 Эль-Ромераль, V 113
 Эль-Тофо, V 113
 Эргани-Маден, Cu 132
 Эрцберг, Fe 84
- Яковлевское, Fe 94
 Ярегское, Ti 109
- Неметаллически не полезные ископаемые**
- Агата-Чибаргата, F, барит 282
 Агуила, Sr 243
 Айхал, трубка, алмаз 253
 Алгуйское, тальк, маршаллит 274, 328
 Алданская гр., P, флогопит 218, 261
 Амба-Донгар, S, F, барит, гипс 225, 278, 314
 Арагацкое, перлит 331
 Арпакленское, барит 282
 Артемовское, NaCl 239
 Артинскийкое, перлит, песок 329
 Артинское, туфолавы 331
 Аспагатское, асбест 208
 Атлин, магнезит 312
- Баженовское, асбест 267, 269
 Байкальское, пигменты 246
 Беганьское, барит 282
 Безенгийское, полевой шпат 307
 Безменское, суглинок 301
 Белкинское, P 218
 Береговское, глины 300
 Бирьяновское, полевой шпат 308
 Бисембаевское, аплит 307
 Борзовское, корунд 284
 Боровичско-Любытинская гр., глины 301
 Ботогольское, графит 256
 Бранешко Поле, магнезит 312
- Верхнекамское, K 240
 Витватерсранд, алмаз 251
 Высокая, P 218
 Вятско-Камские, P 220
- Гельгустадир, исландский шпат 294
 Глуховецкое, каолин 301
 Головинское, лабрадорит 331
 Грин-Ривер, сода 240
 Гулинское, флогопит 261
 Гумбрское, глина 301
 Гусевское, фарфоровый камень 307
- Дальнегорское, B 230, 233
 Даринское, F 279

- Дель-Монте, полевой шпат 308
 Джаксы-Клыч, Na, Mg, 238
 Егановское, пески 329
 Егорьевское, P 220
 Елизаветинское, пигменты 246
 Ельдигинское, глины 301
 Ессейское, P 218
 Ешкеульмесское, асбест 267
 Завальевское, графит 256
 Загликское, K 238
 Заларинское, гипс 314
 Запываловское, тальк 274
 Ивигтут, F 278
 Изумрудные Копи, изумруд 336
 Илецкое, NaCl 239, 314
 Капгакунде-Хилл, Sr 243
 Кара-Богаз-Гол, Na₂SO₄, Mg 238
 Кара-Мазар, S 225
 Каричсайское, полевой шпат 307
 Кейвское, кианит 285
 Кибик-Кардонское, мрамор 321
 Киргитейское, тальк 274
 Кирунавара, P, Fe 218, 220
 Кня-Шалтырское, нефелин 330
 Ковдорское, P, флогопит, карбонатные породы 218, 261
 Коелгинское, мрамор 321
 Комадо, аплит 307
 Костамукшское, теллефлинты 308
 Крамер, B, K 232, 233
 Красное море, K 238
 Кривой Рог, пигменты 246
 Кужинское, барит 282
 Куйбышевское, мусковит, кианит, гранат 261
 Куйгустинское, тальк 274
 Кукисвумчорр, P 221
 Кульдурское, брусит 311
 КМА, пигменты 246
 Кутапская гр., барит 282
 Кяхтинское, силлиманит 285
 Лагерное, каолин 301
 Лапса-Буру, кианит 265
 Ловозерское, P 217
 Лудлоу, 243
 Люберецкое, пески 329
 Магади, трона 240
 Малый Каратау, P 222
 Мамско-Чуйские, мусковит 261
 Мвадуи, трубка, алмаз 249
 Медведевское, тальк 274
 Мегген, барит 282
 Мелитойвайское, S 225
 Минерал-Кинг, барит 283
 Мир, трубка, алмаз 252
 Миргалимсайское, барит 282
 Могок, рубин 284
 Мульводжское, тальк 273
 Нидлс, магнетит 312
 Новое, S 225
 Новомосковские, гипс 314
 Ново-Урское, барит 283
 Ногинское, графит 256
 Овручское, кварцит 325
 Огланлинское, глины 301, 302
 Олдогень-Ленга, сода 238
 Онотское, тальк, асбест 268, 273, 274
 Оренбургские, S 226
 Пальникское, барит 283
 Подмосковный бассейн, S 227
 Покрово-Киреевское, F 279
 Пологское, каолин 301
 Потанинское, вермикулит 261
 Приртышская гр., наждак 284
 Провиденсия, Sr 243
 Просяновское, каолин 301
 Пугачевское, тальк 274
 Пьячино, F 279
 Реденспон, магнетит 312
 Савинское, магнетит 311
 Салаирская гр., барит 282
 Самбхор, NaCl 239
 Саригюхское, глины 300
 Саткинское, магнетит 311
 Светлоключское, тальк 274
 Северо-Германский бассейн, K, Mg 240
 Сегозерская гр., тальк 274
 Седлец, керамическое сырье 307
 Семиз-Бугу, корунд, андалузит 284
 Сергеевское, фельзолипарит 307
 Сёдбери, S 225
 Сёрлс, B, сода, K 240
 Сигангойское, наждак 284
 Ситарампур, вермикулит 261
 Скейтинг-Ринк, NaCl 239
 Солнечное, F 279
 Спрус-Пайн, полевой шпат 307
 Спутник, трубка, алмаз 252
 Старобинское, K, Mg, 240
 Тактубайское, маршаллит 328
 Тайгинское, графит 256
 Тас-Казганское, графит 256
 Телекское, P 218
 Тешик-Тас, P 221
 Тимоховское, глина 301
 Тоскана, B 231
 Трошкское, глина 301
 Турьинское, S 225
 Удачная, трубка алмаз 253
 Уилсборо, волластонит 309
 Урал-Дачское, тальк 274
 Усть-Кяхтинское, серицитовый сланец 308

Халиловские, магнезит 311
Харгинское, пески 328
Хвека, жадеит 337
Хиндубах, брусит 311
Хиршау, керамическое сырье 307
Холь-Гол, В 231

Чайнытское, корунд, кианит 284
Чалганское, каолин, полевоы шпат
301, 307
Чардское, барит 282
Черемшанское, кварцит, песчаник 325
Черкасское, глины 301
Чиганакское, барит 282
Чулактау, Р 221

Шабровское, тальк 274
Шахназаровское, пигменты 247
Шахтерское, F 279
Шкурлатовское, гранит 331
Шокшинское, кварцит, песчаник 325

Щелковское, доломит 321

Энон-Лох-Леменда, Sr 243

Юкспор, Р 222

Ялтинское, асбест 268

Горючие полезные ископа-
емые

Ачанское, нефть 368

Березовское, уголь 358

Губинское, газ 368

Донецкий бассейн (Донбасс), уголь
344, 352, 356, 357, 373

Итат-Боготольское, уголь 357

Канско-Ачинский бассейн, уголь 357,
373
Карагандинский бассейн, уголь 373
Кемеровское, уголь 354
Кузнецкий бассейн (Кузбасс), уголь
344, 352, 354, 373

Мегионское, нефть 368

Печорский бассейн, уголь 373
Подмосковный бассейн 373
Прибалтийский сланцевый бассейн,
горючие сланцы 360
Прокопьевское, уголь 354

Самотлорское, нефть 366
Сосьвинское, нефть 368
Сургутское, нефть 368

Уренгойское, газ 368
Усть-Балыкское, нефть 368

Челябинский бассейн, уголь 373

Шабровское, тальк 274
Шебелинское, газ 369

Экибастузский бассейн, уголь 373

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Раздел I. Условия образования месторождения полезных ископаемых	8
Особенности распределения химических элементов в земной коре	8
Геологические условия образования месторождений полезных ископаемых	10
Морфология и строение залежей полезных ископаемых, строение руды и методы исследования полезных ископаемых	11
Классификация месторождений полезных ископаемых	22
Эндогенные месторождения	25
Магматические месторождения	26
Пегматитовые месторождения	29
Карбонатитовые месторождения	32
Скарновые месторождения	33
Гидротермальные месторождения	36
Экзогенные месторождения	44
Месторождения выветривания	44
Окисление эндогенных месторождений	53
Россышные месторождения	58
Осадочные месторождения	61
Метаморфогенные месторождения	73
Понятие о техногенных месторождениях	78
Раздел II. Месторождения металлических полезных ископаемых	80
Общие сведения	80
Месторождения черных и легирующих металлов	81
Железо	81
Марганец	94
Хром	100
Титан	106
Ванадий	111
Никель	114
Кобальт	117
Молибден	120
Вольфрам	125
Месторождения цветных металлов	128
Медь	128
Свинец и цинк	137
Олово	144
Висмут	151
Мышьяк	153
Сурьма	154
Ртуть	156
Месторождения легких металлов	161
Алюминий	161
Месторождения благородных металлов	170
Золото	170
Серебро	177
Группа платины	179
Месторождения атомно-энергетического сырья	181
Месторождения редких и рассеянных элементов	193
Литий	194
Цезий	196
Бериллий	196
Цирконий и гафний	199

Редкоземельные элементы	200
Тантал и ниобий	205
Галлий	209
Индий	210
Германий	211
Рений	212
Селен и теллур	213
Раздел III. Месторождения неметаллических полезных ископаемых	215
Общие сведения	215
Месторождения химического сырья	216
Фосфор	224
Сера	229
Бор	234
Соли	242
Стронций	244
Минеральные пигменты	247
Месторождения индустриального сырья	247
Алмаз	254
Графит	258
Слюды	262
Асбест	271
Тальк	275
Флюорит	280
Барит	283
Корунд	284
Высокоглиноземное сырье	286
Пьезокварц и оптический кварц	291
Исландский шпат	295
Месторождения керамического сырья	295
Глины и каолины	303
Полевые шпаты и их заменители	308
Волластонит	309
Магнезит и брусит	312
Месторождения строительных материалов	312
Гипс и ангидрит	315
Карбонатные породы	321
Диатомиты, трепелы, опоки, спонголиты	322
Жильный кварц, песчаники, кварциты	325
Песок и гравий	329
Изверженные и метаморфические горные породы как полезные ископаемые	331
Понятие о драгоценных и поделочных камнях	338
Раздел IV. Месторождения горючих полезных ископаемых	338
Общие сведения	341
Твердые горючие полезные ископаемые	341
Месторождения торфа	341
Месторождения ископаемых углей	359
Горючие сланцы	362
Газообразные и жидкие горючие ископаемые	362
Нефть	366
Условия залегания газа и нефти в земной коре	367
Месторождения нефти и природного газа СССР	369
Твердые битумы	370
Заключение	376
Основная литература	376
Указатель месторождений	378

1р.10н.

3713